

Rozprawy  
Monografie **281**

**281** DISSERTATIONS  
MONOGRAPHS

**ANDRZEJ GAŁAŚ**

The characteristics of the Andahua volcanic group  
in southern Peru



AGH UNIVERSITY OF SCIENCE AND TECHNOLOGY PRESS

KRAKOW 2013

ROZPRAWY  
MONOGRAFIE **281**

**ANDRZEJ GAŁAŚ**

Charakterystyka grupy wulkanicznej Andahua  
w południowym Peru



WYDAWNICTWA AGH

KRAKÓW 2013

Wydawnictwa Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanisława Staszica

Redaktor Naczelny Wydawnictw AGH: *Jan Sas*

Komitet Naukowy Wydawnictw AGH:

*Zbigniew Kąkol* (przewodniczący),

*Marek Cala*,

*Borys Mikułowski*,

*Tadeusz Sawik*,

*Mariusz Ziółko*

Recenzenci: *prof. dr hab. inż. Andrzej Paulo*

*dr hab. Marek Awdankiewicz*

Afiliacja autora:

AGH Akademia Górniczo-Hutnicza

Opieka redakcyjna: *Magdalena Grzech*

© Wydawnictwa AGH, Kraków 2013

ISSN 0867-6631

ISBN 978-83-7464-608-6

Skład komputerowy: *MarDruk, Marcin Herzog*

tel. 0 602 130 104, <http://www.mardruk.pl>

---

Redakcja Wydawnictw AGH

al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

tel. 12 617 32 28, tel./faks 12 638 40 38

e-mail: [redakcja@wydawnictwoagh.pl](mailto:redakcja@wydawnictwoagh.pl)

<http://www.wydawnictwa.agh.edu.pl>

---

## Spis treści

Streszczenie.....	7
Summary .....	10
1. Wprowadzenie.....	13
2. Charakterystyka geologiczna obszaru badań .....	16
2.1. Fizjografia .....	16
2.2. Litostratygrafia .....	19
2.3. Tektonika.....	22
2.4. Ewolucja łuków magmowych w północnej części Centralnej Strefy Wulkanicznej .....	24
2.5. Centralna Strefa Wulkaniczna Andów .....	25
3. Historia badań grupy Andahua.....	28
3.1. Przegląd dotychczasowych badań.....	28
3.2. Cel badań .....	31
4. Metodyka.....	33
5. Rozprzestrzenienie grupy Andahua i charakterystyka form wulkanicznych .....	35
5.1. Regiony występowania grupy Andahua i główne formy wulkaniczne.....	35
5.2. Dolina Wulkanów .....	36
5.3. Antapuna.....	56
5.4. Dolina Molloco .....	58
5.5. Laguna Parihuana.....	61
5.6. Dolina Colca .....	61
5.7. Pampa Jarán .....	63
5.8. Huambo – Cabanaconde .....	66
6. Wiek erupcji.....	69
7. Związki lokalizacji centrów erupcji z tektoniką .....	74
7.1. Związki lokalizacji centrów erupcji z tektoniką regionalną i lokalną .....	88
8. Charakterystyka petrograficzno-mineralogiczna .....	90
8.1. Cechy makroskopowe i klasyfikacja skał .....	90
8.2. Bazaltowe trachyandezyty .....	93
8.3. Trachyandezyty i andezyty .....	99
8.4. Dacyty, trachity i trachydacyty .....	103
8.5. Petrograficzne i mineralogiczne przesłanki interpretacji procesów magmowych.....	104

9. Geochemia i petrologia .....	107
9.1. Klasyfikacja i zmienność geochemiczna skał .....	107
9.2. Pierwiastki główne i śladowe.....	116
9.3. Skład izotopowy.....	123
9.4. Interpretacja procesów magmowych .....	126
10. Model procesów magmowych .....	129
10.1. Frakcjonalna krystalizacja .....	130
10.2. Asymilacja i frakcjonalna krystalizacja .....	133
10.3. Mieszanie magm .....	136
10.4. Procesy ewolucji magmy – dyskusja .....	138
11. Prognoza zagrożeń erupcjami .....	141
11.1. Zagrożenie ze strony stratowulkanów .....	141
11.2. Prognoza wystąpienia i przebiegu erupcji wulkanów grupy Andahua .....	144
12. Atrakcyjność turystyczna i edukacyjna.....	150
12.1. Krajobraz i georóżnorodność.....	151
12.2. Aktywność wulkaniczna .....	152
12.3. Gorące źródła.....	153
12.4. Sport i rekreacja .....	154
12.5. Dziedzictwo kultury.....	154
13. Podsumowanie .....	155
Załącznik 1.....	158
Załącznik 2.....	167
Bibliografia .....	171

ANDRZEJ GAŁAŚ

## Charakterystyka grupy wulkanicznej Andahua w południowym Peru

### Streszczenie

Niniejsza monografia poświęcona jest czwartorzędowej grupie wulkanicznej Andahua, która wyróżnia się charakterem aktywności, wykształceniem i prawdopodobnie genezą. Grupa ta, stosunkowo późno wyróżniona i słabo rozpoznana występuje w Kordyliercie Zachodniej, w południowym Peru. Niezwykle młodą rzeźbę stożków wulkanicznych i law dostrzegli i spopularyzowali w 1934 roku amerykańscy lotnicy. Autor niniejszej monografii miał na celu analizę wielu młodych form i produktów wulkanicznych odkrytych później. Obszar badań znajduje się prawie w całości w zlewni Rio Colca, która rozcina pasmo Kordyliery Zachodniej, tworząc najgłębszy kanion na Ziemi. Rozpoznana przez wspomnianych lotników Dolina Wulkanów łączy się od północy z Kanionem Colca w połowie jego długości.

Monografia jest rezultatem badań autora prowadzonych od 2003 roku. Wpisuje się ona w nurt badań Polskiej Wyprawy Naukowej Peru, których celem jest opracowanie naukowych danych niezbędnych do stworzenia projektu Parku Narodowego Kanion Colca i Dolina Wulkanów.

W pierwszej części monografii określono zasięg powierzchniowy i wiekowy grupy Andahua, typowe formy i związki z tektoniką. Grupa ta jest rozprzestrzeniona na obszarze 12 tys. km<sup>2</sup>, po obydwu stronach Kanionu Colca. Wyróżniono siedem oddzielnych regionów, w których występują pola lawowe złożone z licznych potoków, lub pojedyncze kopuły i potoki lawy oraz stożki piroklastyczne. Rozpoznano 121 kopuł lawowych i 46 stożków piroklastycznych mających w większości monogenetyczny charakter. Ich rozmiary są nieduże: wysokość kopuły nie przekracza 50 m, a stożków rzadko przewyższa 100 m. Formy morfologiczne grupy Andahua są znacznie prostsze od stratowulkanów tworzących współczesny łuk wulkaniczny Środkowych Andów.

Grupa Andahua powstaje około 1 miliona lat. Pierwsze erupcje miały miejsce co najmniej w środkowym plejstocenie, a najmłodsze formy liczą około 300 lat. Wyróżniono trzy generacje wiekowe aktywności wulkanów grupy Andahua: I starszą (plejstocen), II pośrednią (plejstocen-holocen) i III młodą (holocen i czasy historyczne).

Związki wulkanicznej aktywności omawianej grupy z tektoniką są zróżnicowane w poszczególnych generacjach wiekowych oraz w stosunku do położenia centrów erupcji względem Kanionu Colca. Początkowo podnosząca się magma wykorzystywała systemy uskoku przesuwanych o przebiegu NW-SE. Liczne, wczesne centra erupcyjne na południe od Kanionu Colca uszeregowane są wzdłuż uskoku grawitacyjnych o kierunku NE-SW, W-E i N-S. W drugim etapie erupcje następowały wzdłuż systemu uskoku NE-SW. W trzecim etapie aktywności (holocen) największe znaczenie miały uskoki przecinające poprzecznie rów tektoniczny Doliny Wulkanów i przebiegające ponownie w kierunku NE-SW.

Pod względem geochemicznym skały grupy Andahua są głównie pośrednie co do zawartości krzemionki i słabo alkaliczne. Sklasyfikowano je jako trachyandezyty oraz bazaltowe trachyandezyty i dacyty. Pojedyncze próbki mają skład bazaltów, andezytów i trachitów.

Lawy grupy Andahua zwykle są ciemnoszare i czarne. Dominujące są struktury hipokryształiczno-porfirowa i afirowo-felsytowa. Zawartość fenokryształów jest dość niska, zwykle 0–20%. Wśród fenokryształów przeważają plagioklasy, ale obecne są także oliwiny, klinopirokseny oraz hornblenda. Ciasto skalne wykształcone hyalopilitowo lub mikrokryształicznie zawiera głównie mikrolity plagioklazów, którym towarzyszą pirokseny, minerały nieprzezroczyste i w kilku przypadkach oliwiny. Tekstura jest porowata, rzadziej zbita, bezładna lub fluidalna.

Dominujące we wszystkich odmianach skał fenokryształy skaleni mają zmienne zawartości Ca. W lawach najbardziej zasadowych zazwyczaj w granicach labradoru. Większe jest w dacytach, gdzie plagioklasy reprezentują szereg andezyn-labrador. W trachyandezytach zdarza się wzbogacenie w Ca, a plagioklasy reprezentują szereg andezyn-bytownit. Fenokryształy plagioklazów wykazują słabo zaznaczoną budowę pasową najczęściej normalną a sporadycznie odwróconą.

W bazaltowych trachyandezytach rozpoznano fenokryształy oliwinów właściwych. W skałach bardziej zasadowych rozpoznano liczne klinopirokseny i sporadycznie ortopirokseny. Określono je jako augity i enstatyty. W wielu próbkach fenokryształy reprezentują wyłącznie amfibole oznaczone jako oksyhornblenda. Minerały nieprzezroczyste, głównie tlenki Fe i Ti są małych rozmiarów i wchodzi w skład ciasta skalnego. Jest ono zbudowane głównie z mikrolitów plagioklazów z pewną ilością piroksenów i szkliwa.

Analizy chemiczne skał i minerałów skałotwórczych oraz składu izotopowego Sr, Nd, Pb posłużyły do wnioskowania o genezie magm źródłowych i ich ewolucji. Porównanie zawartości pierwiastków ziem rzadkich w lawach Andahua i w chondrytach oraz prymitywnym płaszczu ziemskim sugeruje, że skały grupy Andahua mimo dużego rozprzestrzenienia wykazują silne związki genetyczne. W powstaniu ich magm źródłowych pewną rolę odgrywały prawdopodobnie fluidy pochodzące z dehydratacji skorupy oceanicznej subdukowanej pod płytę kontynentalną. Magma macierzysta miała skład zbliżony do bazaltu. W jednym lub kilku zbiornikach magmowych dochodziło do frakcjonalnej krystalizacji oliwinów, klinopiroksenów oraz plagioklazów. Prawdopodobnie poszczególne pola lawowe zasilane były z izolowanych komór, w których następowały procesy różnicowania i kontaminacji magmy w zależności od składu otaczających skał. W komorach mogły być warunki do krystalizacji klinopiroksenów, plagioklazów i amfiboli. Równocześnie magma była kontaminowana w różnym stopniu skałami, z których zbudowana jest skorupa kontynentu.

Pod względem składu chemicznego wulkanity Andahua wykazują znaczne podobieństwo do nieco starszych lub równowiekowych i szeroko rozprzestrzenionych na tym obszarze wulkanitów grupy Barroso. Dotyczy to przede wszystkim pierwiastków głównych (np. K) i niektórych śladowych (np. Ba). Z drugiej strony lawy Andahua są wyraźnie zubożone w lekkie pierwiastki ziem rzadkich i z reguły mniej zasobne w krzemionkę. Magmy zasilające wulkany grupy Andahua nie są tak mocno wyewoluowane, jak te w grupie Barroso.

Modelowanie ewolucji magm zakłada trzy fazy rozwoju systemu magmowego grupy Andahua. Początkowo wytapiana z klina płaszczowego nad strefą subdukcji magma koncentrowała się w jednym zbiorniku na dużej głębokości, w pobliżu granicy Moho. Mogła tam następować frakcjonalna krystalizacja oliwinów, piroksenów i plagioklazów. Na drugim

etapie następowało pulsacyjne wynoszenie małych porcji magmy do komór położonych na różnych głębokościach w strefach nieciągłości tektonicznych. Prawdopodobnie zachodziła też asymilacja i kontaminacja składnikami pochodzącymi z granitoidów i amfibolitów, zarówno z masywu Arequipa, jak i Paracas. W trzeciej fazie stopień kontaminacji był największy, możliwe, że nakładały się na to efekty procesów MASH (*Melting, Assimilation, Storage, Homogenization*). W komorach magmowych położonych w płytszych częściach skorupy, magma podlegała w odmiennym stopniu dyferencjacji i kontaminacji przez otaczające formacje skalne. W efekcie produkty grupy Andahua uzyskały sporą różnorodność regionalną w zależności od lokalnej budowy.

Pomimo braku świadectw aktywności historycznej wulkany grupy Andahua można uznać za współczesne. Dlatego poświęcono uwagę ryzyku kolejnych ich erupcji i zagrożeniu okolicznej ludności wraz z innymi wulkanami Centralnej Strefy Wulkanicznej. Na badanym obszarze zidentyfikowano trzy strefy zagrożenia: A – strefa najwyższego ryzyka związana z wulkanem Sabancaya (należy do grupy Barroso), B – średniego zagrożenia związana z najmłodszymi centrami erupcji w Dolinie Wulkanów oraz C – małego zagrożenia w strefach aktywnych tektonicznie, gdzie mogą powstawać nowe centra erupcyjne.

Oceniono też walory krajobrazowe, edukacyjne i turystyczne grupy Andahua. Do najciekawszych wystąpień zaliczono kopuły lawowe, stożki piroklastyczne i potoki lawy w Dolinie Wulkanów. Uznano, że ich klasyczne wykształcenie, znikoma erozja i łatwa dostępność czynią je atrakcjami co najmniej w skali Ameryki Południowej. Obszar ten powinien być istotnym fragmentem projektowanego Parku Narodowego Kanion Colca i Dolina Wulkanów.

ANDRZEJ GALAŚ

## **The characteristics of the Andahua group in southern Peru**

### **Summary**

This monograph is devoted to the Quaternary Andahua Volcanic Group, which is characteristic due to its activity, structures and, probably, genesis. This group relatively late distinguished and poorly known so far is located in the Western Cordillera in southern Peru. The first remark on young volcanic cones belonging to this group dates back to Shippee (1934). The present author aimed at analysing many young volcanic forms and eruption products having been distinguished since then. The research area is located in the Colca River basin, where the river intersects the Western Cordillera and forms the deepest canyon of the world. In its middle part, the Colca Canyon is connected with the Valley of the Volcanoes described for the first time in reports of US aviators (Shippee among them).

The monograph presents the results of studies initiated in 2003. It forms a part of a wider research project carried out by the Polish scientific expeditions to Peru, and is aimed to give a scientific background to the proposal of establishing the Canyon Colca and the Valley of the Volcanoes national park.

In the first part of the monograph, the extent, typical structures and the relation between volcanic activity and tectonics are described. The Andahua Group stretches over an area of 12,000 km<sup>2</sup> on both sides of the Colca Canyon. Seven regions where lava fields, domes with single flows, and pyroclastic cones occur have been distinguished. As much as 121 lava domes and 46 scoria cones were measured and described, most of them being of a monogenetic character. Most commonly lava flows start from lava domes or craters. The height of the lava domes usually does not exceed 50 m and of the pyroclastic cones 100 m. Contrary to the large stratovolcanoes forming the Central Volcanic Zone of the Andes, the Andahua Group morphological forms are much simpler.

The Andahua Group has been evolving for about a million years. The first eruptions occurred at least in the Middle Pleistocene, the youngest are some 300 years old. Three age generations have been distinguished: the older one (Pleistocene), the middle (Pleistocene – Holocene) and the youngest (Holocene to historical times).

The relations of the Andahua Group volcanic activity and the regional fault-and-fracture system are diversified within each of the age generations and in the relation to their location on the opposite sides of the Colca Canyon. In the beginning stages, the ascending magma used a strike-slip fault network trending NW-SE. Numerous, early eruption centers south of the Colca Canyon, are aligned along normal faults with the NE-SW, W-E and N-S trends. In the second generation the eruptions took place along the NE-SW fault system. In the third

stage (Holocene) the most important were the faults intersecting transversally also along the NE-SW trend the tectonic graben of the Valley of the Volcanoes.

Geochemically, the rocks of the Andahua Group are mainly intermediate with regard to their contents of silica and weakly alkaline. They have been classified as trachyandesites, basaltic trachyandesites and dacites. Single samples have revealed the chemical composition typical of basalts, andesites and trachytes.

The Andahua lavas are dark grey or black. Hypocrystalline-porphyritic and aphyric-felsitic structures are dominant. The contents of phenocrysts is low, varies from nil to 20%. The phenocrysts are represented mainly by plagioclases, but olivine, clinopyroxene and hornblende are also present. The groundmass is of felsitic or hyalopilitic development with microliths of plagioclase, pyroxene, opaque minerals and, in some samples, olivine. The rocks are porous, rarely massive, their fabric irregular or fluidal.

The plagioclase phenocrysts, dominating in all the rock varieties, display different contents of Ca. In the most basic lavas their composition is relatively stable, falling within the range of labradorite. In the dacites they vary between andesine and labradorite. In the trachyandesites Ca enrichment sometimes occur and their plagioclases have the andesine-bytownite composition. The plagioclase phenocrysts show slightly marked zoning, which is normal and occasionally reverse.

The euhedral olivine phenocrysts have been recognized in the basaltic trachyandesites. More basic varieties contain also abundant clinopyroxene and rarely orthopyroxene. In this rocks augite and enstatite were also found. In many samples mafic phenocrysts are represented only by amphiboles, identified as oxyhornblende. Opaque minerals are present mainly as Fe and Ti oxides, finely dispersed in the groundmass composed of microliths of plagioclase with minor pyroxene and occasional glass.

Chemical analyses of rocks and rock-forming minerals, and isotopic determinations of Sr, Nd and Pb in whole rock samples allowed to infer conclusions on the origin of parental magmas and their evolution. A REE pattern of the Andahua lavas normalized to chondrite C1 and to primitive mantle suggests a close genetic relationship within the whole Andahua Group despite its large aerial extent. Their parental magmas of basaltic composition were enriched in fluids derived during dehydration of the oceanic crust subducted under a continental plate. In several deep-seated magma reservoirs fractional crystallization of olivine, clinopyroxenes and plagioclases took place. Particular lava fields were supplied from isolated shallow-seated magma chambers, where differentiation and contamination processes were affected by crustal country rocks. The conditions within such chambers led to fractional crystallization of clinopyroxene, plagioclase and amphibole.

The chemical content of the Andahua volcanic rocks shows some similarity to both the slightly older and the contemporaneous Barroso Group volcanites widespread in this region. This similarity may be seen in both the major elements (e.g. K) and selected trace elements (e.g. Ba). On the other hand, the Andahua rocks are clearly depleted in light rare earth elements (LREE), while their silica contents are generally lower. The magmas feeding the Andahua volcanoes represent a lower level of evolution in comparison to those of the Barroso Group.

The results of modeling the evolution of the Andahua Group magma have revealed possible three stages. At the beginning magma was generated from a wedge mantle beneath the subduction zone and concentrated in a single, deep-seated reservoir. It was a probable site of

the fractional crystallization of olivine, pyroxene and plagioclase. In the second stage, small portions of magma were probably injected in several pulses to shallow-seated chambers, although located at various distances from the surface. Assimilation and contamination by easily melting components of the granitoids from the Arequipa and Paracas massifs probably took place. In the third stage, the contamination of the magma in the deep reservoir was the highest, possibly affected by the MASH (Melting, Assimilation, Storage, Homogenization) processes. In the upper crustal parts, the conditions of magma differentiation and, particularly, contamination differed in the separate shallow-seated magma chambers. It resulted in a relative large regional geochemical diversity of the Andahua Group rocks, depending on the differences of their local geological settings.

In spite of lacking historical evidences of their activity, some volcanoes of the Andahua Group can be considered dormant, not definitively extinct. Therefore, an attention has been paid to the risk of new eruptions representing a threat to the local population, alongside with the same risk caused by other volcanoes of the Central Andean Volcanic Zone. Within the area studied, have been distinguished three zones of such a hazard: A – the zone of the highest risk associated with the activity of the Sabancaya volcano (belonging to the Barroso Group), B – the zone of the medium risk connected with the youngest eruption centers in the Valley of the Volcanoes, and C – the low risk zone, where new eruption centers may be formed only in tectonically active zones.

Finally, have been assessed the Andahua Group in terms of its landscape, education and touristic values. The lava domes, scoria cones and lava flows appearing in the middle part of the Valley of the Volcanoes have been singled out as the most interesting forms. The classical and pristine morphology, only minor erosion and an easy access make them a large geoattraction, at least on a scale of South America. Therefore, the area should represent a significant part of the proposed National Park of the Colca Canyon and the Valley of the Volcanoes.

# 1. Wprowadzenie

Grupa wulkaniczna Andahua jest jedną z najmniej zbadanych jednostek stratygraficznych w peruwiańskich Andach. Śmiało można ją przyrównać do „Zapomnianej doliny”, o której pisali Shippee i Johnson w 1934 r., mając na uwadze Dolinę Wulkanów. Na mapach pojawiła się nazwa Dolina Wulkanów oddająca trafnie jej krajobraz, w którym dominują potoki law i stożki piroklastyczne. Ważnym etapem w rozwoju gospodarczym tego obszaru było odkrycie przez studentów z klubu „Bystrze” działającego przy Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie Kanionu Colca, uznawanego za najgłębszy na świecie (McWhirter & McWhirter 1984).

Znane z historycznej aktywności w tej części Andów stratowulkany: Sabancaya, El Misti, Ubinas i Huaynaputina to wysokie na około 2000 m stożki górujące nad Kordyliera Zachodnią, zbudowane z warstw tefry i law. Są to najlepiej poznane ogniwa w około-pacyficznym pierścieniu ognia, który tworzą setki stratowulkanów związanych ze strefami subdukcji. Erupcje mają często katastrofalne skutki dla ludzi i środowiska w sąsiedztwie wulkanów. Z tego też względu są objęte monitoringiem i prognozowaniem erupcji. Produktami stratowulkanów są najczęściej lawy andezytowe i dacytowe, a pokrywy piroklastyczne odpowiadają ryolitom i dacytom. W składzie mineralnym law dominują plagioklasy, skalenie alkaliczne, kwarc, pirokseny, amfibole, biotyt i magnetyt. Skład chemiczny w większości produktów wskazuje na znaczny udział asymilacji i frakcjonalnej krystalizacji oraz kontaminacji skałami skorupy kontynentalnej (Wilson 1989). Są to najczęściej procesy prowadzące do znacznej ewolucji magm macierzystych zasilających wymienione wyżej stratowulkany.

Liczne choć niewielkie wulkany grupy Andahua położone nad tą samą strefą subdukcji płyty Nazca pod kontynent Ameryki Południowej wyraźnie odróżniają się od typowych dla tego obszaru stratowulkanów. Centra erupcji, głównie kopuły lawowe, występują zarówno w rowach tektonicznych, jak też na wyniesionych płaskowyżach i na zboczach dolin. Zwykle mają monogenetyczny charakter, co oznacza jeden okres aktywności i przekłada się na prostą budowę. Najczęściej wysokość kopuł lawowych nie przekracza 50 m. Potoki law mają najczęściej długość 2–5 km i grubość 10–30 m. Lawom towarzyszą stożki piroklastyczne o wysokości do 100, a wyjątkowo do 300 m. Omawiane wulkany nigdy nie były objęte monitoringiem ani nie stworzono dla nich prognozy ewentualnych erupcji.

Występowanie mniejszych maficznych centrów kojarzone jest z występowaniem głębokich uskoków i granic jednostek strukturalnych budujących tę część kontynentu (Venturelli *et al.* 1978). Niektóre z nich wykraczają poza łuk wulkaniczny, a nawet poza Andy. Zdaniem

Thorpe *et al.* (1984) produkty tych centrów są zbliżone do pierwotnych magm, zwłaszcza w odniesieniu do produktów andyjskich stratowulkanów.

W świetle dotychczasowych badań przeprowadzonych głównie w Dolinie Wulkanów oraz w dwóch sąsiednich regionach występowania grupy Andahua (Venturelli *et al.* 1978, Delacour *et al.* 2007, Sørensen & Holm 2008) wulkanity te są nieco bardziej zasadowe niż produkty stratowulkanów. Mieszczą się w spektrum od bazaltów do dacytów. Skład mineralny odpowiada andezytom, tj. dominują plagioklasy i pirokseny, a oliwiny, amfibole i skalenie alkaliczne pojawiają się akcesorycznie. Skład chemiczny sugeruje podobne procesy ewolucji magm macierzystych, ale w znacznie mniejszym stopniu niż w przypadku stratowulkanów. Wykonane modele procesów magmowych ogólnie potwierdzają tę przesłankę.

W niniejszej monografii autor zawarł szczegółowe studium grupy Andahua w zakresie geologii, petrografii, geochemii i petrologii. Przedstawił dotychczasową wiedzę na temat grupy, uwzględniając nieliczne publikacje, które ukazały się przed badaniami i w trakcie ich prowadzenia. Centra erupcyjne zostały skatalogowane i opisane, określono zasięg przestrzenny i wiekowy produktów erupcji. Przedstawiono związki centrów erupcji z tektoniką i budową wgłębną podłoża. Autor zgromadził materiał do analiz petrologicznych ze wszystkich obszarów występowania wulkanitów grupy Andahua. Na podstawie wszelkich dostępnych danych dokonał charakterystyki i analizy petrologicznej oraz przedstawił uzupełniający w stosunku do istniejących model genezy magm tego obszaru. Autor dokonał też próby prognozowania rozwoju aktywności wulkanicznej i waloryzacji form wulkanicznych pod kątem edukacji i turystyki. Wyniki prac były stopniowo publikowane i w rozdziale 5 monografii wykorzystano artykuł autora, który ukazał się w Roczniku Polskiego Towarzystwa Geologicznego (Gałaś 2011).

### **Podziękowania**

Syntetyczna wiedza o grupie Andahua oparta jest na pracach terenowych autora w ramach Polskiej Wyprawy Naukowej do Peru kierowanej przez prof. Andrzeja Paulo (AGH). Wyprawy z udziałem autora odbyły się w 2003, 2004, 2006, 2008, 2010 i 2012 roku. Celem głównym wyprawy było przygotowanie projektu Parku Narodowego Kanion Colca i Dolina Wulkanów. W pracach terenowych wraz z autorem uczestniczyli prof. Andrzej Paulo, dr Michał Wasilewski (UJ), mgr Joanna Krupa (UJK), mgr Paweł Panajew (KGHM) i studenci AGH: Natalia Utnicka-Łydek, Paweł Łydek i Jakub Rygał. Wszystkim w tym miejscu wyrażam podziękowania za włożony wysiłek. Szczególne podziękowania należą się prof. Andrzejowi Paulo za pomysł na wspólną wyprawę i zaproszenie na nią, za cenne sugestie, wskazówki i wprowadzenie w arkana wulkanologii. Podziękowania należą się także pozostałym uczestnikom Polskiej Wyprawy Naukowej do Peru, za dobrą atmosferę i współpracę w trudnych wysokogórskich warunkach, w szczególności dziękuję: prof. Jerzemu Żabie (UŚ) i dr Justynie Ciesielczuk (UŚ).

Chciałbym gorąco podziękować prof. Andrzejowi Paulo i dr. hab. Markowi Awdankiewiczowi (UW) za niezwykle rzetelne recenzje redakcyjne, dzięki nim mogłem w znacznym stopniu poprawić niniejszą pracę. Zwłaszcza pomoc dr. hab. Marka Awdankiewicza w dziedzinie petrologii i modelowania procesów magmowych okazała się nieoceniona.

Dziękuję Dr. Andrzejowi Skowrońskiemu (AGH) za pomoc przy obserwacjach mikroskopowych. Słowa podziękowania kieruję również do: dr. Jerzego Czernego (AGH) za

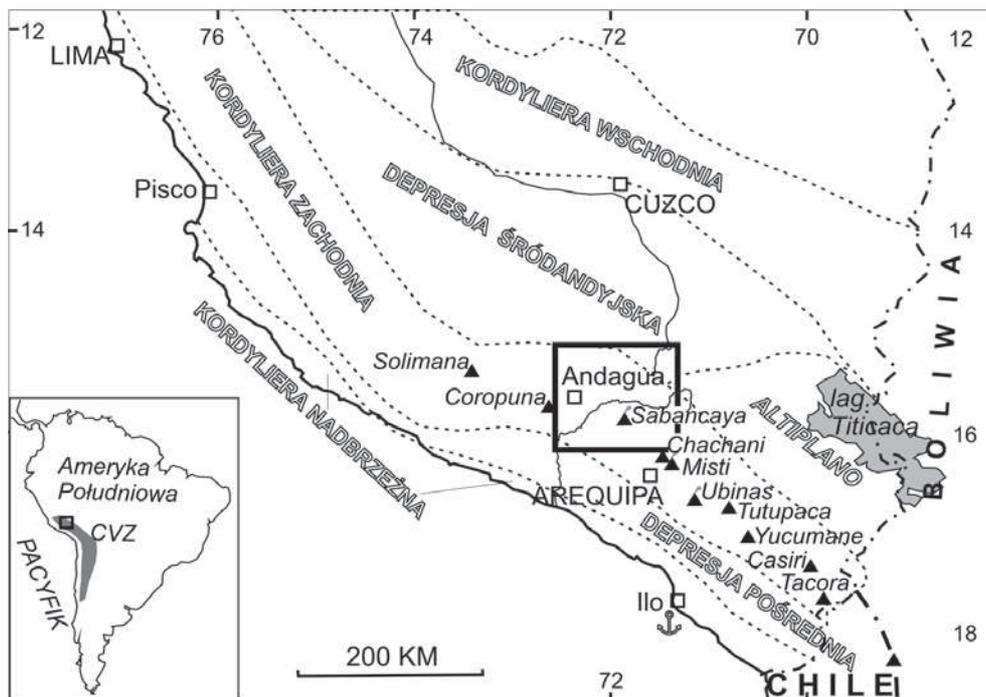
pomoc w analizach petrologicznych, prof. Andrzeja Maneckiego (AGH) za cenne uwagi, prof. Andrzeja Muszyńskiego (UAM Poznań) za konstruktywne uwagi do analiz petrograficznych. Za pomoc w wykonaniu analiz petrograficznych i geochemicznych dziękuję dr. hab. Tomaszowi Bajdzie i dr. Grzegorzowi Rzepie (obaj AGH). Dotarcie do wielu odsłoneń nie byłoby możliwe bez pomocy ze strony pracowników kopalń CM Buenaventura oraz mieszkańców Doliny Wulkanów w Peru.

Prace na przestrzeni lat były finansowane z grantów AGH: 10.10.140.037 (lata 2003–2005), 10.10.140.449 (2006–2008) i częściowo także z badań statutowych AGH: 11.11.140.247 (2006–2009) oraz 11.11.140.560 (2010–2011).

## 2. Charakterystyka geologiczna obszaru badań

### 2.1. Fizjografia

Obszar badań znajduje się w Andach Środkowych, w południowym Peru, w departamencie Arequipa. Andy Środkowe zbudowane są z równoległych do brzegu kontynentu jednostek morfologiczno-tektonicznych; są to: Kordyliera Nadbrzeżna, Depresja Pośrednia, Kordyliera Zachodnia, Depresja Śródandyjska, Altiplano i Kordyliera Wschodnia (rys. 2.1).



Rys. 2.1. Położenie obszaru badań na tle jednostek morfologiczno-tektonicznych Andów w południowym Peru (Paulo 2008, zmienione). U dołu po lewej CVZ – Central Volcanic Zone

Terenem badań jest obszar występowania grupy wulkanicznej Andahua, który nie był dotąd definitywnie określony. W wyniku prac autora okazało się, że wyznaczają go współrzędne 15–16°S i 71–73°W. Ma on powierzchnię ponad 12 tys. km<sup>2</sup> i położony jest niemal w całości w zlewni Rio Colca, która przecina w poprzek Kordylię Zachodnią. Tylko część północno-wschodnia znajduje się w zlewni rzeki Apurimac (rys. 2.2). Centra erupcyjne grupy Andahua położone są na południowy zachód od linii wyznaczonej przez miejscowości Caylloma-Sibayo, na skraju Altiplano, gdzie płaskowyż ten sąsiaduje z pasmami górskimi Kordyliery Zachodniej. Od północy obszar badań ogranicza masyw Kordyliery Huanzo, a od zachodu linia stratowulkanów Firura i Coropuna oraz połączenie Kanionu Colca z Doliną Rio Majes. Na południowym zachodzie obszar badań sięga krawędzi Kordyliery Zachodniej z Depresją Pośrednią. Granica obszaru skręca ku północnemu wschodowi przez miejscowość La Mina i po skłonie stratowulkanów Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca osiąga krawędź Doliny Rio Colca, biegnąc do Sibayo (rys. 2.3).

Cały obszar badań położony jest w Kordyliery Zachodniej, która stanowi najwybitniejszą część pasma Andów Środkowych. Zrównania grzbietowe (fot. 2.1) Kordyliery wznoszą się na wysokość 4–5 tys. m n.p.m. Powstały one głównie u schyłku neogenu, tworząc powierzchnię erozyjną *puna* (Tosdal *et al.* 1984, Klemetti 2012). Nad nimi górują stratowulkany o wysokości przekraczającej 6 tys. m n.p.m.: Coropuna (6425 m n.p.m.), Ampato (6314 m n.p.m.), Hualca Hualca (6025 m n.p.m.) i Chachani (6079 m n.p.m.). Obecne są także kompleksy starych kalder Chinchon i Huayta w Kordyliera Chila. Przez masyw stratowulkanu Mismi (5556 m n.p.m.) przebiega wododział pomiędzy Atlantykiem a Pacyfikiem. Na północnym skłonie tego masywu znajdują się źródła Apurimacu, najdłuższego dopływu Amazonki. Od wschodu i południa wulkan Mismi ograniczony jest doliną Rio Colca. Dolina ta ma charakter rowu tektonicznego o równoleżnikowym przebiegu, który kończy się, gdy rzeka natrafia na przeszkodę w postaci wulkanicznego masywu Chila na północy i masywu stratowulkanu Hualca Hualca. Rio Colca tworzy następnie stukilometrowy kanion i po połączeniu z Rio Capiza nazywana jest Rio Majes, która ma swoje ujście w Oceanie Spokojnym. Kanion ma długość ponad 100 km i jego kręty przebieg jest uwarunkowany istnieniem stref uskokowych. Z Kanionem Colca łączy się od północy kilka dolin, z których największe to Dolina Molloco i Dolina Wulkanów. Doliny są wykształcone w postaci rowów tektonicznych.

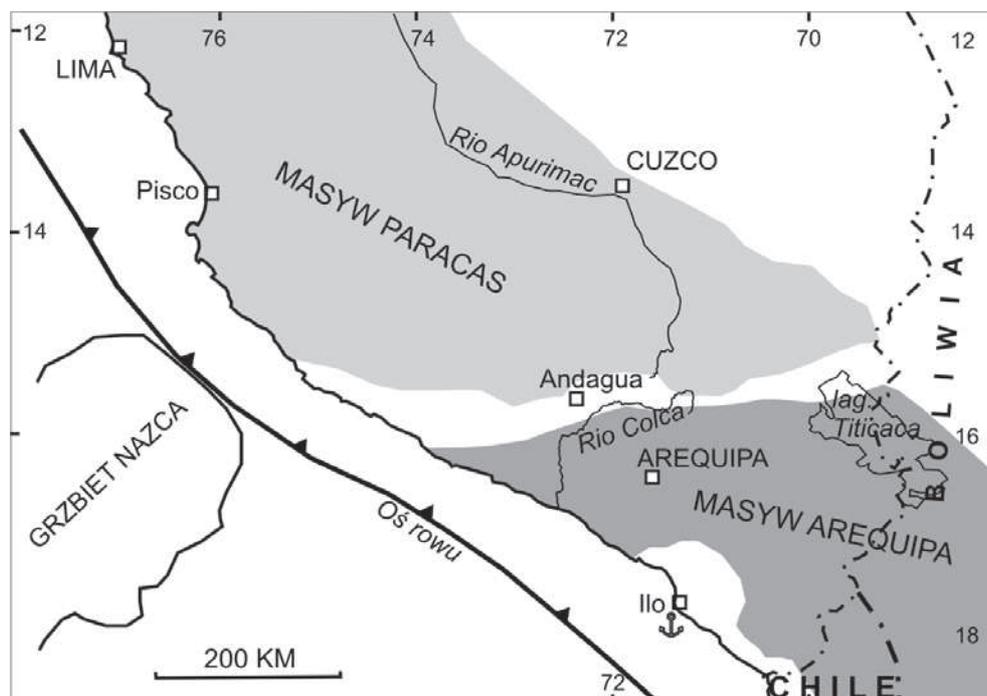


**Fot. 2.1.** Kordyliera Zachodnia, na północ od Doliny Wulkanów. Na pierwszym planie powierzchnia zrównania *puna* i polodowcowe jezioro Corococha, na horyzoncie wulkan Coropuna (6425 m n.p.m.)

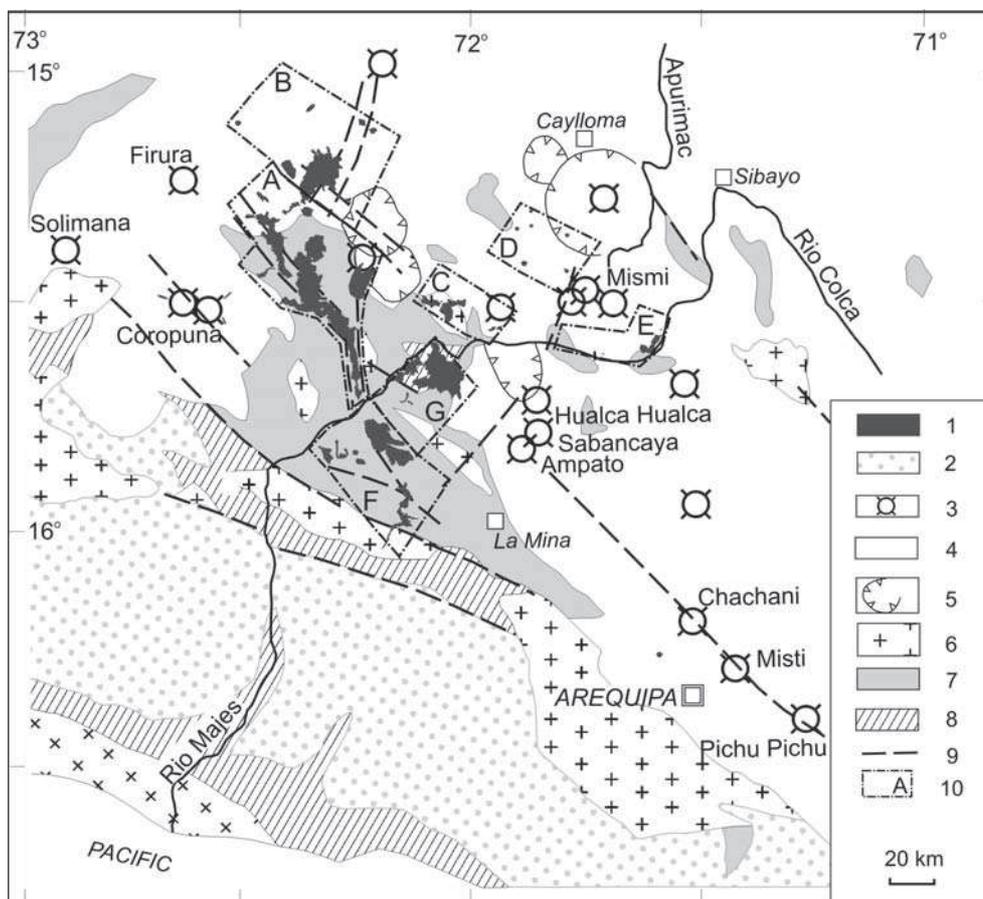
Dolina Wulkanów ma długość około 90 km i szerokość 3–8 km w północnej części oraz 2–4 km w południowej. U ujścia do Kanionu Colca szerokość doliny nieznacznie przekracza 1 km. W górnej części, gdzie leży górnicze miasteczko Orcopampa, dno doliny jest na wysokości 3800 m n.p.m. Dno doliny w północnej części obniża się raczej łagodnie, by na wysokości miejscowości Andagua przejść w system stromych progów morfologicznych. Ujście doliny do Kanionu Colca znajduje się na wysokości 1360 m n.p.m. Lawy wypełniają zwartą pokrywę Dolinę Wulkanów między Misahuacana a Ayo na długości około 60 km. Dno nieprzykryte lawami jest płaskie.

Wschodnia, mniejsza część obszaru badań znajduje się na skraju Depresji Śródandyjskiej, która ku południowemu wschodowi przechodzi w Altiplano. Jest to szeroki na 200 km płaskowyż o wysokości 3,5–4 tys. m n.p.m. ograniczony od zachodu i wschodu pasmami kordyliery. Pogranicze z Kordylierą Zachodnią maskują młode wulkaniczne kaldery (np. Caylloma) i stratowulkany oraz utwory deluwialne, jeziorne i rzeczne. Jeziora wypełniają często obszary bezodpływowe lub polodowcowe rynny (Noble *et al.* 2003).

Pokrywa roślinna jest raczej uboga, ograniczona do stref gdzie występują rzeki lub jeziora. Klimat jest wysokogórski, półsuchy, choć znaczna deniwelacja obszaru powoduje, że na omawianym terenie występuje pięć spośród ośmiu regionów przyrodniczych opisywanych w Peru (Pulgar 1987). Uboga roślinność, nieciągła pokrywa utworów czwartorzędowych powoduje, że podłoże geologiczne jest łatwo dostępne.



Rys. 2.2. Szkic geologiczny odkryty podłoża krystalicznego Andów w południowym Peru (Mamani *et al.* 2010)



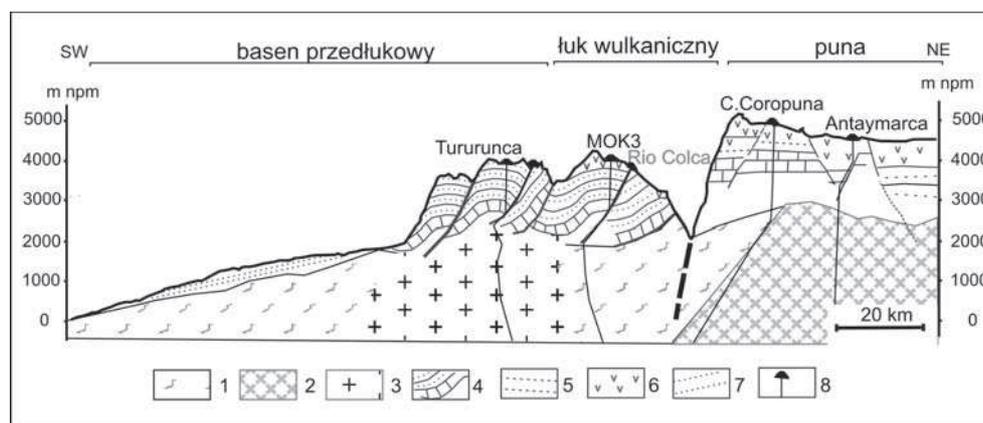
**Rys. 2.3.** Mapa geologiczna obszaru badań (na podstawie Salcedo 2007 i Paulo 2008). 1 – czwartorzęd: grupa Andahua, 2 – plejstocen: żwiry aluwialne, 3 – pliocen-czwartorzęd: stratowulkany grupy Barroso, 4 – neogen-czwartorzęd: osady piroklastyczne, jeziorne i deluwia, 5 – neogen: kaldery, 6 – intruzje magmowe (paleozoik-paleogen), 7 – jura, kreda: formacje osadowe, 8 – proterozoik: gnejsy masywu Arequipa, 9 – ważniejsze uskoki, 10 – regiony występowania grupy Andahua: A – Dolina Wulkanów, B – Antapuna, C – Dolina Molloco, D – Laguna Parihuana, E – Dolina Colca, F – Pampa Jaran, G – Huambo-Cabanaconde

## 2.2. Litostratygrafia

W podłożu Kordyliery Zachodniej i Depresji Pośredniej pojawiają się rozległe masywy magmowe i metamorficzne należące do proterozoiku i paleozoiku. Na południu podłoże stanowi metamorficzny masyw Arequipa (rys. 2.2), który odsłania się na powierzchni na skłonie Kordyliery Zachodniej i w Kordylerze Nadbrzeżnej. Jest on zbudowany z gnejsów (proterozoik), w które intrudowały w kilku fazach, w okresie od paleozoiku do paleogenu granitoidy. Na północ od Rio Colca w podłożu pojawiają się masywy Paracas (rys. 2.2). Ma on podobną budowę jak masyw Arequipa, lecz mniejszą grubość (Yuan *et al.* 2002) i odróżnia się większym udziałem amfibolitów (Loewy *et al.* 2004). Granica między masywami jest nieostra,

przy czym masyw Paracas jest przykryty przez masyw Arequipa (rys. 2.4). Strefa, w której profilu obecne są oba masywy ma szerokość od kilku do 60 km (Mamani *et al.* 2008).

W obrębie Kordyliery Zachodniej na skałach krystalicznych podłoża leży lokalnie pakiet skał wulkanoklastycznych formacji Chocolate (tab. 2.1). Grubość tych utworów rośnie od 1 km na wschodzie do 3 km bliżej wybrzeża (Martinez *et al.* 2005). Nie są one precyzyjnie datowane, ale przykrywają je wapienie z fauną datowaną na synemur (Sempere *et al.* 2002). Dolną jurę reprezentują płytkowodne wapienie formacji Socosani, które kończą sedimentację węglanową. Na nich spoczywa miąższy na około 3 km kompleks piaskowcowo-łupkowy grupy Yura (górną jurę/dolną kredę). W tych lądowych osadach zdarzają się wkładki kwarcytów oraz wapieni z fauną morską. Utwory te przykrywa rozdzielona niezgodnością erozyjną formacja Murco o miąższości około 300 m. Są to czerwone łupki, kwarcyty i margle, które przechodzą w wapienie margliste i łupki ilaste formacji Arcurquina. Szeroko rozprzestrzeniona formacja Arcurquina ma miąższość do 700 m, lokalnie jest przykryta przez czerwone, kontynentalne utwory klastyczne (piaskowce, mułowce) oraz wapienie i ewaporaty formacji Ashua (Cruz 2002) (dawniej formacja Seraj-Palacios 1995).



**Rys. 2.4.** Uproszczony przekrój geologiczny przez Kordylierę Zachodnią. Pozycja łuku wulkanicznego i granice masywów gnejsowych (wg. Mamani *et al.* 2010). 1 – proterozoik: gnejsy masywu Arequipa, 2 – gnejsy masywu Paracas, 3 – intruzje magmowe, 4 – jura, kreda: formacje osadowe, 5 – starsze formacje wulkaniczne, 6 – grupa Barroso, 7 – plejstocen: żwiry aluwialne, 8 – wulkany grupy Andahuasi

Formacja Huanca wykształcona jako osady polimiktyczne, głównie zlepieńce, reprezentuje paleogen (tab. 2.1). Utwory te przeławiczone są w stropowej części wapieniami, mułowcami, gipsem i solą kamienną.

Omawiane formacje morskie i lądowe intrudowane są granitami mezozoiku i paleogenu. Przykryte są niezgodnie przez liczące 2000–4000 m miąższości utwory wulkaniczne grupy Tacaza (oligocen-miocen), które leżą miejscami bezpośrednio na skałach podłoża krystalicznego.

W grupie Tacaza wydziela się kilka formacji o różnej litologii i charakterystyce chemicznej. Skały te są uważane za metalotekt dla metali szlachetnych i kolorowych w tej części Andów (Paulo 2008).

**Tabela 2.1**

Uproszczona stratygrafia mezozoiku i kenozoiku w okolicy Kanionu Colca (Caldas 1993; Palacios 1995; Mayta *et al.* 2002; zestawiał Paulo 2008; zmienione)

Jednostka litostratygraficzna		Przejawy wulkanizmu	Wiek
Grupa Andahua	Lawy i scoria andezytowa (podrzędnie dacyty i bazalty)	Łuk współczesny	plejstocen-holocen
bez nazwy	Żwiry aluwialne, koluwia, osuwiska, moreny, osady glacyfluwialne	Łuk górny Barroso, stratowulkany	
Grupa Barroso	Andezytowe lawy i tufy, zlepienie i piaskowce		
Formacja Sencca	Lawy i tufy dacytowe (Umachulco) i ryolitowe, brekceje	Łuk dolny Barroso, stratowulkany, kaldera Caylloma	pliocen
bez nazwy	Tufy ryolitowe i lawy andezytowe		
Formacja Alpapamba	Tuf Chipmo: tuf ryolitowy, wkładki piaskowców i wapieni; ignimbryty z obsydianem		
F. Ichucollo	Aglomeraty i lawy andezytowe		
Grupa Tacaza	Sarpane: dacyty, ryodacyty i andezyty – subwulkaniczne intruzje i potoki law		Łuk Huaylillas, liczne wulkany tarczowe i stratowulkany, kaldery Chinchon i Huayta
	Collpa i Fullchulna: tuf ryolitowy i lawa andezytowa La Lengua: tuf z wkładkami wapieni		
	Tuf Manto: ryolitowa pokrywa popiołowa; wulkanity Shila		
	Santa Rosa: lawy andezytowe i tufy ryolitowe z wkładkami zlepieńców i mułowców		
	Tuf Pisaca: ignimbryt dacytowy i popiołowy tuf ryolitowy	Łuk Tacaza, duża aktywność	eocen-oligocen
Formacja Huanca	Zlepienie polimiktyczne, wyżej piaskowce, mułowce i ewaporaty	Łuk Andahualas-Anta	paleocen-eocen
		Łuk Toquepala, intruzje, subwulkanizm	
Formacja Ashua	Czerwone piaskowce, mułowce, ilowce, wapień, gips i sól kamienna		górną kreda
Formacja Arcurquina	Wapień margliste i łupki ilaste z czertami i bogatą fauną		alb
Formacja Murco	Ciemnoszare i czerwone łupki i kwarcyty z wkładkami szarogłazów, gipsu i margli w górnej części profilu		neokom-apt
Grupa Yura	Ciemnoszare piaskowce kwarcytowe i łupki, u góry wkładka wapienia		górną jura-dolną kreda
Formacja Socosani	Wapień obfitujący w faunę		toark-bajos
Formacja Chocolate	Skały wulkaniczne	Łuk Chocolate	synemur

W centrum obszaru wyróżnia się andezyty Ichucollo, przykryte tufami pumeksowymi i ignimbrytami formacji Alfabamba. Skały te, tworzą na powierzchni malownicze ostańce. Wokół kalder eksplozywnych wznoszą się turnie złożowych struktur tektomagmowych i rozpościerają się grube serie tufów. Mogą one być przykryte przez lawy andezytowe i tufy ryolitowe, które odpowiadają schyłkowi neogenu (Noble *et al.* 2003).

Kolejne piętro tworzą wulkanity i zlepieńce grupy Barroso (tab. 2.1). Są to produkty andezytowo-dacytowych stratowulkanów, które są aktywne od pliocenu do dziś.

Czwartorzęd reprezentują osady klastyczne o genezie rzecznej lub lodowcowej oraz rozległe pokrywy deluwialne, a lokalnie osady jeziorne (Kalicki & Kukulak 2008). Najmłodszą jednostką stratygraficzną jest opisywana w niniejszej pracy grupa Andahua.

### 2.3. Tektonika

Obszar badań znajduje się na aktywnej krawędzi kontynentu Ameryki Południowej, której efektem działania jest rozwój orogenu Andów i aktywność wulkaniczna. Pod płytę kontynentu południowej Ameryki podsuwa się oceaniczna płyta Nazca (rys. 2.2). Podsuwaniu płyty Nazca pod kontynent towarzyszą trzęsienia ziemi. Analiza lokalizacji epicentrow tych trzęsień pozwoliła określić przybliżone położenie i zarys płyty subdukowanej i płyty kontynentu. Granicę między tymi płytami wyznacza oceaniczny Rów Peruwiański o głębokości 6–8 km. Rów Peruwiański i jego przedłużenie – Rów Chilijski ciągnie się od wybrzeża Ekwadoru po południowy kraniec Chile. Naprzeciw południowego Peru rozgranicza je podmorski Grzbiet Nazca, który powstał około 30 mln lat temu przez wytapianie nad płamą gorącą (Stern 2004).

Na północ od Grzbietu Nazca płyta oceaniczna wsuwa się dość połogo, pod kątem 5°, pod płytę kontynentu. Taka sytuacja ma miejsce aż do Zatoki Guayaquil w Ekwadorze. W tym północnym segmencie strefy subdukcji brak aktywności wulkanicznej (Sebrier & Soler 1991).

Na południe od Grzbietu Nazca, w strefie pomiędzy 14 a 16°S, a więc na omawianym obszarze zachodzi gwałtowny wzrost pochylenia subdukowanej płyty do około 25°. Bardziej ku południowi, na wysokości Arequipa kąt ten dochodzi do 30°. Podsuwana pod takim kątem płyta osiąga głębokość około 280 km (Quispe *et al.* 2003). Konwergencja płyty Nazca i płyty kontynentu wynosi obecnie ponad 9 cm na rok (Ramos 1999). Rezultatem subdukcji jest rozwój łuku wulkanicznego Centralnej Strefy Wulkanicznej, który ciągnie się do 27°S. Bardziej na południe, na przedłużeniu podmorskiego grzbietu Juan Fernandez nad kolejnym łagodnie nachylonym fragmentem płyty Nazca, nie ma aktywności wulkanicznej.

Obecny układ obu płyt, kierunek konwergencji i łuk magmowy ukształtowały się we wczesnym mezozoiku (Mégard 1987). Na przełomie triasu i jury krawędź kontynentu i strefa subdukcji była już uformowana wzdłuż struktur paleozoicznych (masywy Arequipa i Paracas) tworzących brzeg Gondwany (Kay *et al.* 2005).

Ruchy górotwórcze formujące Andy Środkowe przypadały na późną kredę. Nastąpiło spływanie i zamykanie mezozoicznego morza epikontynentalnego, które ciągnęło się na obszarze dzisiejszej Kordyliery Zachodniej. Silna kompresja w fazach: Mochica (105–95 Ma), peruwiańskiej (85–75 Ma) oraz kilku fazach inkaskich (65–32 Ma) spowodowała inicjację

ruchów fałdowych, wypiętrzających oraz inwersję rzeźby. Powstawały niecki śródgórskie. W fazie peruwiańskiej nieciągłości miały kierunek NW-SE. Powstał dzisiejszy układ wybrzeża z ciągnącym się wzdłuż niego ponad 2000 km batolitem. W II fazie inkaskiej (47–32 Ma) powstały nasunięcia i uskoki przesuwcze w Kordylierze Zachodniej. Zmiany kierunku działania kompresji są wynikiem zmian konwergencji płyt (Kay *et al.* 2005).

Kolejna przebudowa tej części Andów nastąpiła w późnym miocenie. Silnemu wypiętrzaniu w kilku fazach keczua towarzyszyło pękanie masywu Andów i tworzenie systemu zrębów i rowów. Struktury miały początkowo kierunek ENE, a na przełomie miocen/pliocen W-E (Soulas 1977). Całemu temu okresowi, a zwłaszcza od późnego miocenu do pliocenu, towarzyszyła wzmożona aktywność wulkaniczna. Świadczą o tym grube pokrywy ignimbrytów wypełniające rowy lub tworzące płaskie, szerokie grzbiety. Mogą one pochodzić z kalder Chinchon, Huayta i Caylloma lub stratowulkanów.

Formowanie neogeńskiego łuku wulkanicznego odbywało się także w powiązaniu ze zdarzeniami tektonicznymi. Zwłaszcza rozwój ruchów przesuwczych generował strefy, w które wdzierala się migrująca ku powierzchni magma.

Obecny łuk wulkaniczny ciągnie się równolegle do Rowu Peruwiańskiego w odległości około 230 km na NE i 115 km ponad strefą Benioffa-Wadatięgo (England *et al.* 2004). Aktywność wulkaniczna przejawia się w postaci erupcji stratowulkanów (np. Sabancaya, Misti, Ubinas), kopuł lawowych oraz stożków piroklastycznych (grupa Andahua).

Wulkany grupy Andahua, omawiane w niniejszej pracy, zajmują pozycję pomiędzy stratowulkanami Coropuna i Sabancaya oraz na północny-wschód od linii, którą wyznacza pozycja tych stratowulkanów. Najstarsze lawy należące do grupy Andahua datowane są na środkowy plejstocen (Quispesivana & Navarro 2001), najmłodsze mają mniej niż 350 lat (Cabrera & Thouret 2000).

Oprócz wulkanizmu, strefie subdukcji w południowym Peru towarzyszy aktywność sejsmiczna. Jest ona wywołana pękaniem i przemieszczaniem skał budujących płytę kontynentalną, na co wpływ mają przemiany fazowe w stropie podsuwanej płyty oceanicznej. Jednocześnie nierównomierny ruch płyt powoduje, że siłom kompresyjnym wywołanym wzajemnym przesuwaniem płyt towarzyszy transtensja i transpresja (Dewey & Lamb 1992). W takich warunkach kompresja generuje uskoki inwersyjne, a tensja oraz ruchy przesuwcze otwieranie rowów na obszarze łuku wulkanicznego i poza nim. Tektonika transtensyjna powoduje głębokie pękanie skał budujących płytę kontynentalną i otwieranie drogi magmie przedzierającej się ku powierzchni (Shurbet & Cebull 1984). Dodatkowo, płyta kontynentalna, w którą intruduje lekka magma, jest dźwigana do góry, co także sprzyja powstawaniu szczelin tensyjnych.

## **2.4. Ewolucja łuków magmowych w północnej części Centralnej Strefy Wulkanicznej**

Istnienie warunków do sedymentacji morskiej lub lądowej zależało głównie od rozwoju strefy subdukcji i pozycji łuku magmowego. Aktywność magmowa związana ze strefą subdukcji spowodowała pogrubienie skorupy (Isacks 1988) i wypiętrzanie obszaru Altiplano-Puna (Ramos 1999). Grubość skorupy kontynentalnej na omawianym odcinku

Andów osiąga rekordowe wartości ponad 70 km. Główne ruchy wypiętrzające miały miejsce w późnym miocenie i pliocenie (Kay *et al.* 2005). Nowsze badania (Mamani *et al.* 2010) dostarczają pośrednich dowodów na dalsze pogrubianie skorupy w tej części kontynentu amerykańskiego i włączają w ten proces lawy grupy Andahua, będące przedmiotem niniejszej pracy.

Strefa subdukcji na zachodniej krawędzi kontynentu Ameryki Południowej jest aktywna od paleozoiku (Golonka & Ford 2000). Jej ewolucja zapisana jest wyraźnie w zmianach położenia łuków wulkanicznych i basenów załukowych (Mamani *et al.* 2010).

W okresie od późnego paleozoiku do wczesnej kredy łuk magmowy (Chocolate *arc* ~310–91 Ma) zajmował miejsce odpowiadające dziś skrajowi kontynentu. Na skutek działania sił rozciągających powstał w mezozoiku załukowy basen morski (Martinez *et al.* 2005). W górnej jurze, a następnie u schyłku dolnej kredy, w obszarze łuku i na jego przedpolu intrudował granitoidowy batolit nadbrzeżny (*Coastal Batolith*). Taka sytuacja mogła utrzymywać się do późnej kredy, kiedy nastąpiło nieznaczne przesunięcie łuku w głąb kontynentu (Toquepala *arc* 91–54 Ma) (Clark *et al.* 1990). W fazie peruwiańskiej (późna kreda) wskutek silnej kompresji powstały fałdy i uskoki inwersyjne o kierunku NW-SE (Sebrier & Soler 1991). Aktywność wulkaniczna, połączona z intruzjami o dużej objętości w batolicie nadbrzeżnym, spowodowała poszerzenie łuku i zapoczątkowała pogrubianie skorupy kontynentu (Mamani *et al.* 2010). Zjawisko pogrubiania się skorupy jest także charakterystyczne dla okresu działania magmatyzmu oraz silnej kompresji związanej z fazami inkaską (47–32 Ma) i *quechua* (19–16 Ma). Deformacje związane z kompresją, między innymi znaczne skrócenie fałdowe, miały podobny charakter do tych z fazy peruwiańskiej, ale miały przebieg N-E (Isacks 1988, Allmendinger *et al.* 1997). Łuk magmowy, najpierw Andahualas-Anta *arc*, a potem Tacaza *arc* (45–24 Ma) był oddalony około 200 km na północ od dzisiejszej pozycji w omawianej części Andów (Perelló *et al.* 2003). Ruchy przesuwcze o charakterze transtensyjnym i transpresyjnym oraz ekstensja wywołana podnoszeniem płyty kontynentu (Picard *et al.* 2008) doprowadziły do powstania śródgórskich depresji (na obszarze Altiplano, niecki Huanca i Chilcane) ograniczonych Kordylierami Wschodnią i Zachodnią lub wewnątrz Kordyliery Zachodniej (Sempere & Jacay 2007). Powstające szczeliny zostały wykorzystane przez magmy wdzierające się z głębi, czego efektem była duża aktywność stratowulkanów, kopuł ekstruzywnych oraz kalder. Produktami są miąższe pokrywy ignimbrytów oraz law wypełniające liczne baseny przedłukowe i załukowe (Erickson *et al.* 1995).

W miocenie rozpoczęła się migracja łuku magmowego Huaylillas *arc* (24–10 Ma) z terenu obecnego Altiplano w stronę SW. Neogeńsko-czwartorzędowy łuk wulkaniczny Barroso (10–1 Ma) zaczął formować się znacznie bliżej brzegu kontynentu, w Kordylierze Zachodniej. Początkowo był szeroki na ponad 100 km, ale zdaniem Wörnera *et al.* (2000) niewielka konwergencja płyt spowodowała, że aktywność wulkaniczna nie była duża w porównaniu ze starszym okresem.

W pliocenie pozycja łuku wulkanicznego była już ustalona i rozwijały się duże struktury wulkaniczne. Na omawianym obszarze aktywny był wulkan Coropuna, który stanowi największą budowlę wulkaniczną w Peru (fot. 2.1). W tym czasie powstały także: kompleks Hualca-Hualca (6025 m n.p.m.) – Sabancaya (5796 m n.p.m.) – Ampato (6280 m n.p.m.), stratowulkany Firura (5498 m n.p.m.) i Mismi (5597 m n.p.m.) (rys. 2.3).

## 2.5. Centralna Strefa Wulkaniczna Andów

Neogeńsko-czwartorzędowe wulkany położone w tej części Kordyliery Zachodniej należą do Centralnej Strefy Wulkanicznej (CVZ – *Central Volcanic Zone*). CVZ rozciąga się pomiędzy 14° a 28°S na przestrzeni niespełna 2 tys. km, wzdłuż granicy Peru, Chile, Boliwii i Argentyny. Podsuwanie płyty oceanicznej Nazca pod krawędź kontynentu w południowym Peru odbywa się w kierunku o azymucie 75°. Poniżej 20°S ruch płyty jest niemal równoleżnikowy.

Na głębokości 100–300 km płyta Nazca ulega dehydratacji uwalniając duże ilości wody, składników lotnych i alkaliów. Fluidy zawierają Sr, K, Rb, Ba, Th i inne pierwiastki (Anderson *et al.* 1980). Działają one jak topniki na materię astenosfery wciśniętą, w postaci klina, pomiędzy skorupę kontynentalną i oceaniczną. Podgrzana materia powoduje topienie skał górnego płaszczka pod kontynentem. Wytapiany w ten sposób stop wędruje ku powierzchni, przenikając przez grubą skorupę kontynentu Ameryki Południowej, i wytapia z niej selektywnie niskotopliwe składniki, które podnoszą się diapirowo jako intruzje lub uwalniają z komór magmowych na powierzchnię, zasilając wulkany. Przypuszcza się, że początkowo magmy mają charakter bogatych w Mg bazaltów, jednak podczas ich wędrówki ku powierzchni są w różnym stopniu modyfikowane w wyniku asymilacji składników wytapianych ze skał skorupy kontynentalnej oraz zachodzącej w pewnych warunkach frakcjonalnej krystalizacji (proces AFC – *Assimilation and Fractional Crystalization*). Bazaltowe magmy mogą stagnować w dużych komorach na granicy Moho, gdzie wskutek upłynniania skał, z których zbudowana jest dolna część skorupy kontynentalnej mieszają się z kwaśnymi stopami. Są to procesy MASH (*Melting, Assimilation, Storage, Homogenization*). Magmy zostają wzbogacone w izotopy Sr, Nd, Pb i O (Wilson 1989). W efekcie procesów AFC lub MASH powstają magmy andezytowe charakterystyczne dla obszaru Andów. Spośród różnych środowisk geotektonicznych magmy w strefach subdukcji wyróżnia większa zawartość H<sub>2</sub>O, co jest też przyczyną zwiększonej eksplozywności wulkanów w tej strefie. Wśród produktów andyjskich wulkanów dominują andezyty, tufy andezytowe i dacyty oraz dacytowe ignimbryty (Davidson *et al.* 1993).

Wśród setek wulkanicznych budowli, należących do CVZ, de Silva i Francis (1991) wyróżnili 44 stratowulkany i mniejsze maficzne centra, do których zaliczyli grupę Andahua. Wskazali także na obecność czterech innych podobnych do omawianej grupy jednostek. Na podstawie opisów literaturowych wyraźne podobieństwa do grupy Andahua wykazują wulkany Paucarani w regionie Tacna, kompleks Luxsar, El Negrillar (Negro de Aras) oraz Salar de Antofalla.

Stratowulkany CVZ ułożone są wzdłuż linii NW-S, która jest niemal równoległa do Rowu Peruwiańskiego, wyznaczającego granicę pomiędzy płytą oceaniczną i kontynentalną. Na podstawie różnic morfostrukturalnych, które wynikają prawdopodobnie z niejednorodności subduktowanej płyty Nazca, wyróżnia się w Centralnej Strefie Wulkanicznej dziewięć segmentów drugiego rzędu (Wood *et al.* 1987). Obszar badań znajduje się w drugim segmencie od północy. W tym segmencie linia stratowulkanów kontynuuje się od granicy z Chile po okolice Rio Ocoña. Wyznaczają ją wulkany Tacora, dalej Yucumane, Huaynaputina, Ubinas oraz Misti i Chachani nad miastem Arequipa, kompleks Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca (rys. 2.1), po czym następuje skrócenie linii stratowulkanów na kierunek zbliżony do W-E,

wzdłuż którego leżą Sabancaya, Coropuna i najbardziej odległe Solimana i Sara Sara (de Silva & Francis 1991).

Najbardziej na zachód wysunięty jest stratowulkan Solimana (6093 m n.p.m.), który jest budowlą mocno zerodowaną. Brak informacji o charakterze aktywności tego wulkanu. Wulkan Coropuna położony na zachód od Doliny Wulkanów stanowi rozległy masyw przykryty czapą lodowca sięgającą obecnie około 5300 m n.p.m. Jest najwyższym wulkanem w Peru (6425 m n.p.m.). Zajmuje powierzchnię  $20 \times 12$  km i ma wysokość względną około 2 tys. metrów. Buduje go sześć kopulastych wierzchołków, rozciągniętych w kierunku W-E. Potoki law (andezyty i dacyty) i pokrywy piroklastyczne (ryolitowe tufy i dacytowe ignimbryty) odsłaniające się na zboczach stanowią w większości formy silnie zniszczone przez erozję lodowcową. Datowanie budujących je skał wskazuje na aktywność wulkanu na przełomie miocenu i pliocenu (Weibel *et al.* 1977). Wyjątkiem są trzy izolowane potoki dacytowych law na W, NEE i SE od głównego wierzchołka, których centra efuzywne znajdują się pod czapą lodową. Mają pierwotną rzeźbę potoków lawy (*leveé*, pokrywy law blokowych) i przykrywają osady moren lodowcowych. Z ich położenia względem moren wywniosowano, że mają około 10 tys. lat lub mniej.

Wulkan Hualca Hualca (6025 m n.p.m.) znajduje się nad Kanionem Colca i stanowi jego południową krawędź. Struktura tej dużej budowli wulkanicznej ma objętość ponad  $70 \text{ km}^3$ , jest jednak znacznie zniszczona. Północny stok osunął się w stronę Kanionu Colca, a nisza obejmuje znaczną część stożka. Rozwój osuwiska spowodował powstanie grani o nierównym, w przybliżeniu kolistym przebiegu i niezwykle stromych ścianach. Grań pokrywa nieznacznej miąższości czapa lodowa. Na ścianach Kanionu odsłaniają się grube na ponad 200 m pokrywy potoków lawowych. Erupcje miały też charakter eksplozywny, o czym świadczą pokłady ignimbrytów. Aktywność wulkanu miała miejsce w czwartorzędzie, lecz stopień erozji wskazuje na wczesny plejstocen (Fidel *et al.* 1997). Lawy opisywane są jako bazaltowe andezyty i andezyty o zawartości  $\text{SiO}_2$  od 55,8–63% (Mamani *et al.* 2008). Wulkan Hualca Hualca jest najstarszą budowlą kompleksu, do którego należą młodsze stratowulkany Ampato i Sabancaya.

Znacznie młodszą formą jest położony najbardziej na południe Ampato (6280 m n.p.m.). Wyróżniono pięć etapów (I–V) aktywności tego stratowulkanu. Najstarsze lawy (I etap) datowano na  $217 \pm 5$  ka (Rivera *et al.* 2012). Na kolejnych etapach aktywność przejawiała się głównie w postaci efuzji law, ale często towarzyszyła jej aktywność eksplozywna, której dowodem są pokrywy popiołów wokół wulkanu oraz zniszczone erozją osady potoków piroklastycznych. Na ostatnim etapie, który miał miejsce u schyłku plejstocenu, po eksplozji nastąpiło częściowe zapadnięcie się szczytowej partii głównego stożka, a na jego północnej flance utworzyła się kopuła lawowa (Rivera *et al.* 2012). Lawy mają charakter głównie andezytów lub bazaltowych andezytów, natomiast ignimbryty odpowiadają ryolitom (Mamani *et al.* 2010). Popiół z kolumny eruptywnej pobliskiego wulkanu Sabancaya odsłonił spod czapy lodowej sporą część wierzchołka Ampato. Znalezione tam miejsce składania ofiar i zamrożoną w lodzie kilkunastoletnią dziewczynę – złożoną jako ofiarę wulkanowi przez Inków w XV w.

Wulkan Sabancaya (5980 m n.p.m.) położony jest pomiędzy starszymi wulkanami Hualca Hualca i Ampato. Jest to regularny stożek o wysokości względnej przekraczającej 1,5 tys. m. W bliskim sąsiedztwie głównego krateru są dwie kopuły lawowe i nieco dalej stożek pasożytniczy. Formy szczytowe, potoki law i pokrywy popiołowe pochodzą z aktywności

w holocenie. Stożek wulkanu Sabancaya zajmuje 70 km<sup>2</sup> powierzchni, a otaczające lawy dalszych 40 km<sup>2</sup>. Objętość stożka wynosi około 25 km<sup>3</sup>. Charakterystyczna dla tego wulkanu jest aktywność typu subpliniańskiego, choć w przeszłości jedna erupcja miała styl pliniański (Thouret *et al.* 1995). Aktywność wulkanu zapisana jest w postaci osadów spływów pumeksowych, blokowo-popiołowych oraz potoków law blokowych o długości dochodzącej do 7 km. Znana jest aktywność tego wulkanu w XVIII w., gdy wybuchał dwukrotnie. Od 1986 roku uaktywnia się cyklicznie co 2–4 lata (Simkin & Siebert 1999), a ostatnio wybuchał w 2003 r. Erupcję w 1990 roku zaliczono do typu vulcano, z kolumną eruptywną wysoką na 0,5–3 km. Obecnie w kraterze głównym są aktywne fumarole i solfatary. Produkty erupcji wykazują skład od wysokopotasowych andezytów do dacytów (SiO<sub>2</sub> 61–65%) (Thouret *et al.* 1995). Efektem erupcji w 1990 r. był opad tefry w promieniu do 20 km.

W CVZ obserwuje się także podobne do omawianej grupy Andahua kompleksy wulkaniczne składające się z niewielkich monogenetycznych centrów erupcyjnych. Najbliższą z nich jest położona nieco na północ od obszaru badań i osobno wydzielona grupa Santo Tomas. Formy znajdujące się koło miejscowości Santo Tomas są zniszczone przez erozję i prawdopodobnie pochodzą z wczesnego plejstocenu. Potoki law dają się śledzić w terenie, lecz ich krawędzie są nieostre. Na powierzchni rozwinięta jest gleba i pokrywa roślinna. Fragmenty stożka piroklastycznego, który mógł w momencie powstania mieć 100 m wysokości są widoczne dzięki odsłonięciu profilu warstw żuźlowych wskutek eksploatacji przez lokalnych mieszkańców.

### 3. Historia badań grupy Andahua

Przedmiotem badań autora jest czwartorzędowa grupa wulkaniczna Andahua (*sensu* Caldas *et al.* 1993). Informacja o odciętej od świata, ukrytej w Andach dolinie wypełnionej lawami i wulkanami przenika do literatury od niedawna. Wyjątkowy krajobraz Doliny Wulkanów zwrócił uwagę amerykańskich lotników o nazwiskach Shippee i Johnson, od których pochodzi ilustrowany opis na łamach National Geographic (Shippee 1934).

#### 3.1. Przegląd dotychczasowych badań

Toponimem grupy Andahua jest miejscowość (siedziba urzędu gminy) w Dolinie Wulkanów, w departamencie Arequipa, prowincja Castilla. Faktycznie wioska nosi nazwę Andagua, ale w publikacjach peruwiańskich (także na mapach) stosowana jest nazwa Andahua. W niniejszej pracy autor zastosował nazwę wioski zgodnie z wersją jej mieszkańców i nowymi dokumentami administracyjnymi, tj. Andagua, a dla grupy pozostawił nazwę Andahua zgodną z podziałem stratygraficznym Peru (Caldas *et al.* 1993).

Badania geologiczne rozpoczął Portocarrero (1960), który w pracy dyplomowej obronionej na Uniwersytecie Narodowym San Augustin (UNSA) w Arequipa opisał formy wulkaniczne w okolicach wioski Andagua w Dolinie Wulkanów. Pierwszą publikację naukową o szerszym zasięgu zawdzięczamy Hoemplerowi (1962) na łamach „Biuletynu Peruwiańskiego Towarzystwa Geologicznego”. Hoempler zinventaryzował 36 stożków piroklastycznych na niewielkim obszarze.

Po kilku latach redakcja mapy geologicznej Peru w skali 1 : 100 000 (INGEMMET) wyodrębniła wulkanity Andahua jako najmłodszą jednostkę stratygraficzną w randze grupy. Na pierwszym arkuszu tej mapy – Aplao (Guizado 1968), zaznaczono lawy grupy Andahua. Kolejno grupa została wyodrębniona na arkuszach Caylloma (Davila *et al.* 1988), Orcopampa i Huambo (Caldas *et al.* 1993), gdzie przedstawiono budowę geologiczną Doliny Wulkanów i zdefiniowano okolice miejscowości Andagua jako *locus typicus* grupy Andahua.

Autorzy wymienionych wyżej arkuszy podają ogólną charakterystykę grupy za wcześniejszymi pracami (Weibel & Fejer 1977, Venturelli *et al.* 1978). Zwracają uwagę, że lawy pokrywają tarasy żwirowe współczesnych rzek. Liczbę stożków piroklastycznych określili na 35–40. Położenie tych centrów erupcji nawiązuje do przebiegu rowu tektonicznego Doliny Wulkanów oraz głównych uskoków. Do tego dodać trzeba osobno wymieniane kratery. Łączna liczba centrów erupcyjnych wynosi 85, ale prócz stożków piroklastycznych brak

ich lokalizacji na mapach. Wydzielono dwie główne formy aktywności: efuzywną i eksplozywną.

Na arkuszu Cayarani (Moncayo 1994), na północ od Andagua, opisywana jest podobna morfologicznie i litologicznie grupa wulkaniczna Santo Tomas. Jej centra erupcyjne oddalone są około 50–100 km na północ od skrajnych miejsc występowania grupy Andahua. Jeszcze bardziej oddalone są dwa wystąpienia, których korelację wiekową z grupą Andahua proponują Caldas *et al.* (1993): wulkanity Paucarani w departamencie Moquegua i wulkanity Quimsachata koło Sicuani (departament Cuzco). Wulkanity te powstały w holocenie. Na arkuszu Chivay (Quispesivana & Navarro 2001) na wschód od Andagua wyodrębniono kilka wystąpień law Andahua i podano ich wiek radiometryczny (0,095–0,4 Ma). Bez oznaczenia wieku skał, przy istnieniu luk stratygraficznych, rozróżnienie starszych ogniwi grupy Andahua od maficznych członów grupy Barroso jest trudne. Trzeba wyraźnie zaznaczyć, że autorzy poszczególnych arkuszy map zaznaczyli tylko główne pola lawowe i stożki piroklastyczne należące do grupy Andahua. Wiele pól, zwłaszcza na krawędzi wyżyny, na północ od Doliny Wulkanów, gdzie wulkanity są silnie zerodowane, zostało początkowo zakwalifikowanych przez nich do starszej grupy Barroso. We wznawianych arkuszach błąd ten został poprawiony, dokonano też próby wyznaczenia dwóch generacji wulkanitów, proponując podział na starszą i młodszą grupę Andahua. Z drugiej strony w dokumentacjach geologicznych wyników poszukiwań rud złota, np. projekt Layo (CM Buenaventura, dane niepublikowane), pojawia się błędna kwalifikacja maficznych law pokrywających żyły kwarcowe do grupy Andahua, podczas gdy jest to starsza od nich formacja.

W 1977 opublikowane zostały wyniki badań szwajcarskich geochemików (Weibel & Fejer) poświęcone lawom wulkanu Coropuna. Autorzy ci w celach porównawczych zebrali także pięć próbek law z Doliny Wulkanów. Przedstawili tylko zakres zawartości w wulkanitach Andahua: SiO<sub>2</sub> – 54–63% oraz pierwiastków głównych w scorii z wulkanu Jenchaña. We wnioskach podkreślili, że skały wulkaniczne z Doliny Wulkanów są bardziej zasobne w alkalia, zwłaszcza Na i są uboższe w SiO<sub>2</sub> niż produkty typowych stratowulkanów tej strefy. Podobne porównanie geochemiczne law wulkanu Coropuna i grupy Andahua, prawdopodobnie na podstawie tych samych próbek, lecz oparte na analizie 24 pierwiastków przedstawili Venturelli *et al.* (1978). Wszystkie próbki skalne zostały sklasyfikowane jako latyty. Lawy z Doliny Wulkanów zawierały więcej Ti, P, Sr oraz alkaliów niż lawy z Coropuny. Wśród fenokryształów zwrócono uwagę na plagioklasy o zawartości anortytu w zakresie An<sub>32–37</sub>. Uznano, że podwyższone zawartości Ni, Cr, Ti, Zr, Y, P, Nb i Sr mogą pochodzić bezpośrednio z wyjściowego stopu lub być efektem kontaminacji skałami skorupy kontynentu.

W katalogu wulkanów Centralnych Andów (de Silva & Francis 1991) Dolina Wulkanów została określona jako obszar występowania małych centrów wulkanicznych (*minor volcanic centres*). Autorzy podają ogólną charakterystykę skał grupy Andahua powołując się na prace poprzedników. Przyjęto, że liczba stożków scoria w Dolinie Wulkanów wynosi 25.

W katalogu czynnych wulkanów Simkina i Sieberta (1994) wymieniane są wulkany w Dolinie Andahua (czyli Dolinie Wulkanów) z informacją, że ostatnia erupcja nastąpiła w roku 1913. Zastrzeżenie budzi fakt podania niewłaściwej pozycji tej erupcji. Wskazano obszar znajdujący się około 40 km na zachód od zasięgu grupy Andahua. Jest to obszar występowania skał wulkanicznych grupy Barroso koło miejscowości Pampacolca.

W 1997 roku ukazała się inwentaryzacja wulkanów w Peru (Fidel *et al.*). W tabelach podano: współrzędne w układzie UTM (GPS), wysokość, objętość i przybliżony wiek. Spośród

znanych autorowi miejsc erupcji grupy Andahua w katalogu można odnaleźć 51 centrów erupcyjnych, z tego 19 w samej Dolinie Wulkanów. Opisywane są one jako stożki scoria (*scoria cones*) i określone mianem „drzemiące”.

Przełomowe dla poznania grupy Andahua są badania prowadzone od 2000 r. przez międzynarodowy zespół prof. J.-C. Thoureta. Badania A. Delacour koncentrują się na petrologii skał grupy Andahua, na podstawie próbek zebranych z centralnej i północnej części Doliny Wulkanów, a także z pól lawowych Jarán i Mojonpampa oraz z Cerro Tururunca i wulkanu Cerro Nicholson położonego koło Arequipa. Łącznie analizowano 38 próbek. Wyniki badań petrograficznych i geochemicznych stały się podstawą rozprawy doktorskiej A. Delacour na Uniwersytecie Blaise Pascal w Clermont-Ferrand (Francja) w 2002 r. Jednak pełne zestawienie wyników opublikowane zostało dopiero w 2007 roku na łamach „Bulletin of Volcanology” (Delacour *et al.*). W rozprawie wykorzystano bogaty warsztat laboratoryjny: w tym analizy chemiczne i izotopowe skał oraz oznaczenia wieku metodą  $C^{14}$ . Wykonano analizy morfometryczne stożków wulkanicznych, określono przybliżone kierunki nieciągłości, które w drodze ku powierzchni wykorzystywała magma. Wiek określono na interwał od późnego plejstocenu po współczesny okres historyczny. Zawartość  $SiO_2$  określono w przedziale 52,1–68,1%, a lawy nazwano maficznymi, bogatymi w oliwin bazaltowymi andezytami i andezytami. W pracy przedstawiono hipotezy dotyczące roli przederuptywnej ewolucji magm źródłowych grupy Andahua.

Rezultatem badań geochemicznych jest hipoteza o płaszczowych źródłach magm zasilających wulkany grupy Andahua. Ich intrudowanie w kierunku powierzchni odbywało się przez strefy regionalnych uskoków. Stosunki izotopowe Sr, Nd, Pb i O wskazują, że magmy asymilowały materię z głębokiej skorupy przy częściowym wytopieniu granulitów granatonośnych w warunkach wysokiego ciśnienia, prawdopodobnie w strefie oddziaływania procesów MASH (*Melting, Assimilation, Storage, Homogenization*). Przy ewolucji magm główną rolę odgrywały procesy frakcjonalnej krystalizacji. Natomiast wyniki modelowania AFC tj. równoległego przebiegu procesów asymilacji i frakcjonalnej krystalizacji, wskazują, że lokalnie mogło dochodzić do kontaminacji, przez gnejsy z podłoża.

Mimo pewnych nieścisłości w ocenie zasięgu grupy Andahua, błędne identyfikowanie centrów erupcji wyłącznie w stożkach oraz ubóstwa opisu form morfologicznych praca zespołu Delacour *et al.* (2007) jest dotychczas największą publikacją na temat grupy Andahua.

Interesujące wyniki uzyskali Ruprecht & Wörner (2007), badając plagioklazy z wulkanu Puca Mauras położonego na północ od Andagua. Autorzy przyjęli założenie, że badają wulkan należący do monogenetycznego pola lawowego. Badania plagioklazów (mikrosondą elektronową) pozwoliły wysunąć wniosek, że iniekcje maficznej magmy do małych komór magmowych zasilających wulkany grupy Andahua skutkowały szybką erupcją.

Publikacja zespołu duńskiego (Sørensen & Holm 2008) zawiera szczegółowe spojrzenie na petrologię law grupy Andahua w Dolinie Wulkanów. W pracy wykorzystano typowy zakres analiz chemicznych (pierwiastki główne i śladowe) oraz izotopowych (Sr i Nd). W całej Dolinie Wulkanów zebrano 150 próbek, z których 38 poddano analizom geochemicznym. Autorzy trafnie zauważają, że centra erupcyjne to nie tylko stożki piroklastyczne, ale także kopuły lawowe i wymieniają trzy z nich. Z licznych diagramów dyskryminacyjnych i pajączych oraz projekcji składu autorzy odczytali, że w obrębie Doliny Wulkanów istnieją dwie serie utworzone z dwóch różnych magm. Autorzy ci uważają, że lawy grupy Andahua

powstały z magm, które podlegały mieszaniu, a następnie frakcjonalnej krystalizacji w warunkach wysokiego ciśnienia na dużej głębokości.

Publikacje, które dotychczas ukazały się na temat grupy Andahua nie definiują jej wystarczająco w sensie stratygraficznym, morfologicznym, tektonicznym ani jej zasięgu regionalnego. W pracy Delacour *et al.* (2007) wyróżniono trzy monogenetyczne pola lawowe, Ruprecht & Wörner (2007) definiują jedno pole wulkaniczne Andahua, a Sørensen & Holm (2008) określają zasięg wg pracy Caldas *et al.* (1993), jednocześnie zmieniając nazwę grupy na *Andagua Group*. Próbę określenia wieku poszczególnych stożków piroklastycznych na podstawie parametrów morfometrycznych (Wood 1980) wykonali Cabrera & Thouret (2000) i bardziej szczegółowo Delacour *et al.* (2007). Wyniki tych prac wskazują, że kolejne grupy wiekowe mają zbocza nachylone coraz bardziej. Jednakże nachylenie zboczy kilku pokrytych roślinnością stożków piroklastycznych (Cerro Mauras, Llajuapampa, Marbas Chico Norte) mieści się w przedziale 28–34°, co oznaczałoby we wspomnianej klasyfikacji, że są to wulkany powstałe niemal współcześnie. Dziwi więc wykreślanie we wspomnianej wyżej pracy (Delacour *et al.* 2007) diagramu wieku stożków na podstawie parametrów morfometrycznych. W przypadku kilku wulkanów wyliczono podobną wartość nachylenia stoku, tj. 29° nadając im inny wiek – Chalhue Mauras (późny plejstocen), Marbas Chico I (wczesny/środkowy holocen) i Chilcayoc pq I (historyczny). Wytłumaczeniem może być podjęcie tych obliczeń z wykorzystaniem map topograficznych, które dla tego obszaru mają bardzo małą dokładność określenia wysokości względnej.

Mimo zaawansowanych technik badawczych i analitycznych wyniki prac zespołu Delacour *et al.* (2007) należy przyjąć z pewną ostrożnością. Mankamentem pracy jest analiza próbek pochodzących niemal wyłącznie z jednego obszaru występowania grupy Andahua, tj. Doliny Wulkanów. Ze środkowej części Doliny pochodzą 23 z próbki wszystkich 38 próbek. Ogólnikowo określonego miejsca pobrania prób w wielu przypadkach nie można dokładnie zlokalizować. W zestawieniu wykonanych analiz brakuje podanej w tekście i używanej na wykresach wartości granicznej SiO<sub>2</sub> (zamiast 68,1% powinno być 64,3%). Tak więc badania prowadzone w różnym czasie przez poprzedników dostarczają wielu cennych i szczegółowych informacji na temat petrologii grupy Andahua. Jednocześnie przedstawione modele genezy tej grupy wykazują pewne różnice w poglądach.

### 3.2. Cel badań

Wulkany grupy Andahua pozostały słabo zbadane do dziś ze względu na znacznie większe zainteresowanie naukowe i społeczne typowymi dla tej części Andów dużymi stratowulkanami oraz rozproszenie w trudno dostępnym wysokogórskim terenie.

Głównym motywem podjęcia prac była odpowiedź na nasuwające się pytania: jak powstały te wulkany, czy mają podobne produkty wewnątrz grupy, a jednocześnie różniące się od innych grup, dlaczego nie powstał stratowulkan, tylko aktywność rozproszyła się na kilku rozległych obszarach, czy mają podobną genezę.

Celem naukowym autora jest przedstawienie pełnej wiedzy o wulkanicznej grupie Andahua. W pierwszym rzędzie należało wskazać zasięg przestrzenny aktywności. Autor wyznaczył w tym celu siedem regionów występowania wulkanów Andahua. Poprzednicy

skupili się na badaniach w Dolinie Wulkanów i fragmentach dwóch innych regionów. Do podstawowych problemów należało też określenie typowych form wulkanicznych. Następnie zamiarem autora było określenie związków rozmieszczenia centrów erupcji z budową geologiczną, a w szczególności z tektoniką obszaru. Nierozwiązanym problemem było też ustalenie wieku i kolejności erupcji.

W zakresie petrologii badania autora miały na celu porównanie z wynikami poprzedników, a w szczególności przedstawienie kompleksowej charakterystyki petrologicznej na podstawie szerszego zbioru próbek. Podjęto też próbę modelowania genezy i ewolucji magm zasilających wulkany grupy Andahua.

Celem drugorzędnym była prognoza zagrożenia erupcjami wulkanów grupy Andahua oraz waloryzacja wytypowanych obiektów jako atrakcji geoturystycznych. Te ostatnie zagadnienia wiążą się z pracami Polskiej Wyprawy Naukowej do Peru, której uczestnikiem jest także autor. Prace PWNP zmierzają do stworzenia projektu Parku Narodowego Kanion Colca i Dolina Wulkanów.

## 4. Metodyka

Przedstawione w niniejszej rozprawie wyniki badań oparte są na pracach terenowych i kameralnych wykonywanych z małymi wyjątkami samodzielnie przez autora. Prace terenowe poprzedził rekonesans w 2003 roku, podczas którego odwiedziono wiele wystąpień wulkanitów grupy Andahua. W kolejnych latach (2004, 2006, 2008, 2010 i 2012) prace prowadzono na obszarze około 15 tys. km<sup>2</sup>. W ciągu jednego sezonu na badania w terenie przeznaczano 2–4 tygodnie. Prace polegały na zebraniu prób law i materiału piroklastycznego z wszystkich miejsc występowania wulkanitów Andahua. Należy tu zaznaczyć, że nie zebrano prób z kilku izolowanych wystąpień obserwowanych z dużej odległości lub na obrazach satelitarnych. Obserwacje i pomiary uzupełniano, wykonując dokumentację fotograficzną. Prace prowadzono w trudnych wysokogórskich warunkach w zakresie wysokości 1200–6425 m n.p.m. Większa część obszaru badań jest pozbawiona dróg, osad i, co stanowiło największy problem, wody. W celu lokalizacji form wulkanicznych, miejsc pobrania prób i punktów obserwacyjnych posługiwano się odbiornikiem GPS i altimetrem. Najlepiej zachowane formy wulkaniczne były przedmiotem szczegółowych prac kartograficznych. Łącznie wykonano około 400 km marszrut i licznych tras wykonanych przy użyciu samochodu terenowego.

Dane terenowe zostały użyte w analizach przestrzennych wykonywanych w programie ARC GIS 10. Prace polegały na stworzeniu bazy danych, w której ujęto zasięg występowania law i pozycje centrów erupcyjnych grupy Andahua. Lokalizację wszystkich centrów erupcji skatalogowano i przedstawiono w postaci tabelarycznej (Załączniki 1 i 2). Na podstawie zdjęcia satelitarnego Landsat 7 wygenerowano mapy niezbędne do zobrazowania rozmieszczenia centrów erupcji wzdłuż lineamentów i stwierdzonych nieciągłości. W analizach przestrzennych wykorzystano także zdjęcia lotnicze Doliny Wulkanów wykonane przez Servicio Aerofotografico Nacional (Peru). Przestrzenna baza danych została także wykorzystana w prognozowaniu zasięgu erupcji wulkanów oraz w waloryzacji georóżnorodności obszaru.

Analiza przestrzennego zasięgu i formy wulkaniczne grupy Andahua zostały przedstawione na mapach poszczególnych regionów. Jako pole lawowe uznano zespół potoków lawy (połączonych i nakładających się) zasilanych przez jedno lub kilka centrów efuzywnych, aktywnych w przybliżeniu w tym samym czasie. Nazwy pól lawowych przyjęto od osad ludzkich lub najważniejszych centrów erupcji. Kierunki płynięcia potoków zaznaczono jeśli można było odczytać je w terenie, na podstawie ułożenia struktur z płynięcia, kanałów lub *levée*. W pewnych przypadkach można było o tym wnioskować na podstawie nachylenia

podłoża i położenia centrum erupcji. W innych przypadkach posłużono się zdjęciami lotniczymi lub satelitarnymi.

Podstawą wydzielenia przedziałów wiekowych aktywności wulkanów grupy Andahua były: nieliczne datowania radiometryczne, litostratygrafia i zasady określania wieku względnego: superpozycji, przecinania i niezgodności, rozwój pokryw zwietrzelinowych i gleb oraz stopień erozji (Galaś & Paulo 2005). W rzadkich przypadkach brano także pod uwagę ślady działalności człowieka.

Do analiz mineralogiczno-petrograficznych wykorzystano 135 prób skalnych zebranych z siedmiu regionów występowania grupy Andahua.

Wykonano i poddano analizie 51 preparatów mikroskopowych do światła przechodzącego. Korzystano ze standardowego mikroskopu polaryzacyjnego, a do wykonania zdjęć użyto mikroskopu Olympus BX z kamerą DP12 stanowiącego wyposażenie Katedry Mineralogii, Petrografii i Geochemii WGGiOŚ AGH.

Przeprowadzono także badania SEM EDS (*Energy Dispersive Spectroscopy*) mikroskopem skaningowym w celu określenia składu chemicznego minerałów. Do tego celu i dokumentacji mikrofotograficznej wykorzystano mikroskopy skaningowe Quanta 200 FEG (Katedry Mineralogii, Petrografii i Geochemii WGGiOŚ AGH) i NOVA NANO SEM 200 (WIMiC AGH). Do badań wykorzystano 10 odkrytych płytek cienkich oraz trzy próbki ze świeżym przełamem. Przeprowadzono analizy dla: oliwinów (12 analiz), amfiboli (4), piroksenów (16) i plagioklazów (57).

Na 34 próbkach skał wykonano analizy zawartości pierwiastków głównych i śladowych metodami ICP-FUS (spektrometria emisyjna) i ICP-MS (spektrometria emisyjna z plazmą wzbudzona indukcyjnie) w Activation Laboratories Ltd. – ACTLABS (Kanada). W tym samym laboratorium wykonano analizy stosunków izotopowych  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  i  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  dla siedmiu prób na spektrometrze masowym Triton multi-collector.

W pracy wykorzystano również wybrane analizy publikowane w pracach Delacour *et al.* (2007) i Sørensen & Holm (2008). Posłużono się nimi do porównania wyników i do projekcji petrologicznych w celu zwiększenia czytelności trendów. W dalszej części pracy oprócz tabeli prób, w tekście, w nawiasach umieszczono oznaczenia próbek, dla których wykonano analizy chemiczne lub wykonano preparat mikroskopowy i które posłużyły do objaśnienia cech skał grupy Andahua. Pozwala to lokalizować daną próbkę w poszczególnych polach lawowych oraz generacjach wiekowych w tabelach i na załączonych figurach.

Modele procesów magmowych wykonano na podstawie programu PetroGraph (Petrelli *et al.* 2005). Ponieważ takie modelowanie było przedmiotem prac poprzedników (Delacour *et al.* 2007, Sørensen & Holm 2008) przedstawiono próbę uzupełnienia i weryfikacji najważniejszych ustaleń tych prac, wprowadzając do wybranych modeli dane z analiz chemicznych próbek zebranych przez autora.

Zagrożenie aktywnością wulkanów omówiono w kontekście zarówno aktywności centrów erupcyjnych grupy Andahua, jak też znajdujących się w bliskiej odległości stratowulkanów. W tym celu posłużono się prognozami wykonanymi dla stratowulkanów Sabancaya (Thouret *et al.* 1995, Mariño 2012) i Misti (Thouret *et al.* 1999).

## **5. Rozprzestrzenienie grupy Andahua i charakterystyka form wulkanicznych**

### **5.1. Regiony występowania grupy Andahua i główne formy wulkaniczne**

Na podstawie związków z budową geologiczną i morfologią podłoża autor wydzielił siedem regionów występowania law i skał piroklastycznych grupy Andahua (tab. 5.1). Regiony te położone są po obydwu stronach Kanionu Colca (rys. 2.3). Z kanionem łączy się od północy kluczowy dla poznania grupy Andahua, region Doliny Wulkanów. Jego przedłużeniem jest obszar Antapuna, który stanowi wyżynną krawędź Kordyliery Zachodniej. Na wschód od Doliny Wulkanów przebiega równoległa do niej Dolina Rio Molloco wydzielona jako odrębny region rozprzestrzenienia omawianej grupy. Na północny-wschód od Doliny Molloco, na płaskowyżu, wyróżniono region Laguna Parihuana. Lawy grupy Andahua znajdują się też w Dolinie Colca, a główne centra skupione są powyżej Chivay. Na południe od Kanionu Colca wyróżniono dwa regiony: Pampa Jarán i Huambo-Cabanaconde. Region Pampa Jarán zawiera jedno duże pole lawowe o tej samej nazwie i kilka znacznie mniejszych pól, na grzbietach rozdzielonych wąwozami: Luceria, Gloriahuasi i Tururunca-Uchan. W regionie Huambo-Cabanaconde występuje jedno duże pole – Mojonpampa, jedno znacznie mniejsze – Uncapampa i dwa izolowane potoki.

Zestawienie regionów występowania grupy Andahua oraz występujących tam struktur wulkanicznych zawiera tabela 5.1.

Największymi strukturami wulkanicznymi, zarówno pod względem objętości, jak i powierzchni, są pola lawowe. Łącznie opisano 29 pól i dziewięć izolowanych potoków lawowych. Największe pole lawowe, Puca Mauras, o powierzchni około 100 km<sup>2</sup> znajduje się w Dolinie Wulkanów. Było ono zasilane przez co najmniej sześć centrów efuzywnych.

Świeże potoki lawowe grupy Andahua są łatwe do odnalezienia w terenie. Pozostałe były wyodrębniane dzięki widocznym odstonięciom. Najdłuższy potok, o długości 20 km, znajduje się w Dolinie Wulkanów. Szerokość tego potoku nie przekracza 1 km, a jego grubość dochodzi do 80 m. Na powierzchni świeżych potoków występują lawy typu aa, lawy blokowe lub autobrekcja.

Centra emisyjne rozpoznane w trakcie prac podzielono ogólnie na efuzywne i eksplozywne. Większe znaczenie ze względu na ilość i objętość ich produktów mają centra efuzji law, czyli kopuły i szczeliny. Kopuły lawowe najczęściej rozpoznane w terenie to niezbyt strome wzniesienia zbudowane z law powstałe w wyniku nagromadzenia materiału

w miejscu wypływu. Często posiadają widoczne potoki lawy rozgałęzione w kilku kierunkach lub zapadniętą część szczytową, gdy ciśnienie dostarczanej lawy spadło. Mają one wysokość od 20 do 150 m. Typowym przykładem jest kopuła koło wulkanu Puca Mauras w Dolinie Wulkanów. Kopuły zbudowane są z law blokowych lub masywnych, którym może towarzyszyć scoria lub aglutynat (*spatter*). Wyjątkiem jest kopuła Cerro Coropuna, która powstała wskutek wyciskania (ekstruzji) lepkiej lawy, tworząc bardzo strome i wysokie na 250 m wzgórze. Szczeliny lawowe wskazano w miejscach, gdzie położenie potoku, kanałów lub *levée* sugeruje miejsce wypływu, brak jednak wyraźnego śladu centrum emisji.

Niektóre mniejszych rozmiarów centra erupcji mogą w rzeczywistości być miejscem, gdzie spod pokrywy zastygłej lawy wydostała się świeża, jeszcze płynna. W tym wypadku tworzy się tzw. *tumulus*, niewielkie spiętrzenie lawy. Przypadki, gdy nie można było w sposób zdecydowany rozróżnić kopuły lawy od *tumulusu* zaznaczono w tekście poniżej.

Najczęściej opisywane w przypadku grupy Andahua centra to stożki scoria lub żużla. Są to budowle powstałe wskutek erupcji wulkanicznej o niewielkiej energii. Z centrum wyrzucany był materiał piroklastyczny lub fontanny lawy tworząc w pewnym promieniu stożek, którego stoki zbudowane są z warstw odpowiadających kolejnym stadiom erupcji. Mogą one być izolowanym centrum wulkanicznym lub tworzyć zwieńczenie centrum efuzyjnego. Mają wysokość od 50 do 170 m. Niektóre ze stożków są zerwane przez potok lawy wypływający z wnętrza.

Wyjątkową budowę stwierdzono w dwóch wulkanach, które należy zaliczyć raczej do małych stratowulkanów. Są one zbudowane z naprzemianległych warstw lawy i materiału piroklastycznego.

Pokrywy popiołów występują w sąsiedztwie stożków piroklastycznych, ale często są przykryte lawami, zwietrzeliną, a nawet warstwą gleby. Wykazują drobnorytmiczne warstwowanie. Są czarne lub ciemnoszare. Zwykle grubość pokryw nie przekracza pół metra, a wyjątkowo dochodzi do 2 m, jak np. w pobliżu wulkanu Glorياهوasi.

## 5.2. Dolina Wulkanów

Największym obszarowo i jednocześnie najbogatszym w produkty wulkanizmu grupy Andahua jest region Doliny Wulkanów (tab. 5.1). Otoczenie miejscowości Andagua uznano za *locus typicus* tej grupy (Caldas *et al.* 1993). Dolina Wulkanów ma długość około 90 km i generalnie przebieg południkowy. W środkowej części, na długości około 30 km, oś doliny skręca na NW-SE. W górnej, północnej części, gdzie leży górnicze miasteczko Orcopampa, dno Doliny Wulkanów położone jest na wysokości 3800 m n.p.m. Natomiast ujście doliny do Kanionu Colca na południu znajduje się na wysokości 1300–1360 m n.p.m. Góry otaczające dolinę mają wysokość 3500–5000 m n.p.m. Mniej więcej na granicy środkowej i górnej części Doliny Wulkanów, nawiązując do przedłużenia jej osi w kierunku NW-SE, znajduje się boczna Dolina Sora, także wypełniona lawami Andahua (Gałaś 2008).

Podłoże wulkanitów grupy Andahua stanowią w tym rejonie głównie skały osadowe (kwarcyty i piaskowce kwarcytowe, wapienie) jury i kredy. W północnej części są to subwulkaniczne dacyty i wylewne andezyty formacji Sarpane, a w części środkowej tufy i konglomeraty grupy Barroso. Miejscami utwory te przykrywają czwartorzędowe aluwia lub deluwia.

Lawy wypełniają zwartą pokrywę Dolinę Wulkanów między Misahuanca a ujściem Rio Ayo na długości około 50 km. Pokrywę podzielono na pola lawowe o wyraźnie zarysowanych w terenie granicach. Od północy są to pola: Misahuanca, Puca Mauras, Ticsho i Andagua. W północnej części Doliny Wulkanów leży izolowane pole Mauras (rys. 5.1). Od zachodu w stronę Doliny Wulkanów kierowały się lawy z pól: Rio Sora, Rio Tambo i Soporo. Od wschodu, z wysokości ponad 5 tys. m n.p.m., spływały lawy z pola Chila. Wyraźnie młodsze od wymienionych powyżej są pola lawowe położone na południe od linii Antaymarca – Laguna Pumajallo: Accopampa, Chilcayoc i Sucna.

Wydaje się, że najstarsze erupcje miały miejsce w okolicach Andagua. Lawy I generacji wypływały ze szczelin lub kopców znajdujących w centrum doliny. Jednym z miejsc efuzji law tej generacji może być wzgórze (An) znajdujące się w odległości 300 m na NE od Plaza de Armas, w Andagua. Ze względu na zmiany naturalnej powierzchni przez liczne tarasowe uprawy rolnicze odczytanie poszczególnych centrów i kierunków płynięcia na polu Andagua jest obecnie bardzo trudne. Z pewnością jeden z potoków spłynął w kierunku Laguny de Pumajallo (IS1) (rys. 5.2).

Nieco młodsze pole lawy powstało na zachód od Andagua, w bocznej dolinie Rio Tambo, przez którą prowadzi droga z Doliny Wulkanów do Viraco. Sześć centrów erupcji (Dk3, Dk4, Dk8, Dk9, Dk10 i D10; Zał.1) jest położonych w dnie tej odnogi, około 500 m powyżej Andagua (rys. 5.2). Lawy pokryły dno doliny, zalały częściowo pampę w jej górnej części i spłynęły w stronę Doliny Wulkanów, nakładając się na starsze pole law Andagua. Potok lawowy wzdłuż drogi do Viraco ma grubość powyżej 10 m. Długość poszczególnych potoków na polu Rio Tambo nie przekracza 3 km, a ich szerokość dochodzi do 1 km. Przykrywa je tefra lapillowa i popiołowa z wulkanu Ticsho, na której rozwinęła się gleba i roślinność.

**Tabela 5.1**

Charakterystyka ilościowa struktur wulkanicznych grupy Andagua w poszczególnych regionach

Regiony	Pola lawowe	Stożki piroklastyczne	Kopuły i szczeliny	Objętość lawy (km <sup>3</sup> )	Objętość stożków piroklastycznych (km <sup>3</sup> )	Wiek*
A. Dolina Wulkanów	12	24	58	24,4	0,78	I, II, III
B. Antapuna	4	3, 1s	6	6,4	–	I, III
C. Dolina Molloco	3	1	10	1,7	0,03	II
D. Laguna Parihuana	0	5, 1s	0	–	0,07	II
E. Dolina Colca	2	0	11	0,8	–	I, II
F. Pampa Jaran	5	10, 1s	14	7,7	0,34	I, II
G. Huambo-Cabanaconde	3	0	22	6	–	I, II, III
<b>Suma</b>	<b>29</b>	<b>46</b>	<b>121</b>	<b>47</b>	<b>1,22</b>	

\* I – plejstocen, II – późny plejstocen – środkowy holocen, III – holocen  
s – stratowulkan

Dolina Rio Tambo ma charakter rowu tektonicznego o azymucie 300°. Przy jego południowej krawędzi, nieco powyżej na stoku zaznacza się jeszcze jedno nieduże pole law. Wypływ law nastąpił z czterech stykających się ze sobą kopuł (VCO, VCO1, VCO3 i VCOII). Niewykluczone, że było to kiedyś jedno duże centrum erupcji. Potok, który spływa do Doliny Wulkanów ma długość około 1,8 km, przy maksymalnej szerokości 600 m (Gałaś 2011).

Zbliżone wiekowo jest kolejne pole, na którym zbudowana jest wioska Soporo położona 8 km od Andagua, w dół doliny (rys. 5.3). Pole Soporo wypełnia boczną dolinkę o osi prostopadłej do Doliny Wulkanów. Zaobserwowano tu trzy centra erupcyjne. Powyżej wioski znajduje się prawdopodobnie mocno zerodowana kopuła (Soporo), z której lawy spływały w stronę Doliny Wulkanów. Pozostałe dwa centra znajdują się na stoku, blisko osi grzbietu. Wznosi się on około 400 m nad wioską Soporo. Emisji lawy towarzyszyły erupcje o charakterze eksplozywnym i utworzyły się dwa stożki piroklastyczne Pampalquita i Ucuya (fot. 5.1, załącznik 2). Stożki mają krater głąbokie na około 70 m; są zbudowane z czarnej, luźnej scoria o rozmiarach lapilli z większymi blokami. Oba stożki rozerwane są przez prawdopodobnie równowiekowe potoki lawy, które spływały po stoku w stronę doliny Soporo. Potoki law są częściowo zerodowane, ale zachowały się w nich charakterystyczne *levée*. Na powierzchni potoków znajduje się duża ilość popiołów wulkanicznych. Lawy na krótkim odcinku, rzędu 1 km tworzą dość szerokie czoła przy połączeniu z Doliną Wulkanów. Potok spływający z wulkanu Ucuya ma długość około 2,5 km. Niknie, przykryty młodszymi lawami spływającymi z zachodu oraz północnego-zachodu i wypełniającymi dno Doliny Wulkanów.

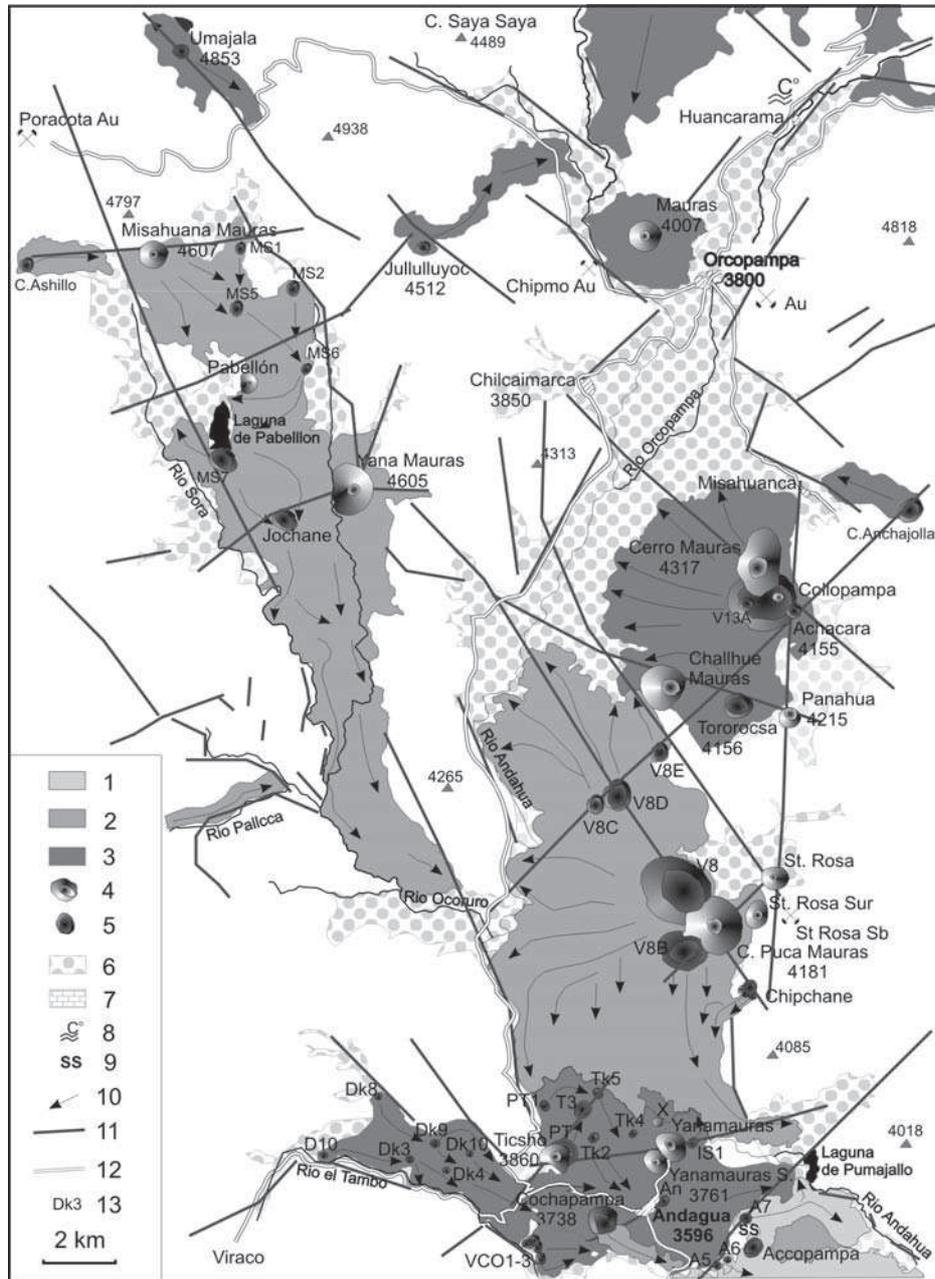
Inne pole I fazy – pole Misahuanca powstało około 15 km na północ od Andagua (rys. 5.2). Centra erupcji były przywiązane do wschodniej krawędzi rowu, który tworzy Dolina Wulkanów. Lawy wylewały się na zachód i częściowo przegrodziły dolinę Rio Orcopampa-Andahua. Ponieważ lawy spływały na poziome tarasy rzeki, doszło do spiętrzenia potoków, które nawarstwiając się, utworzyły grubą na ponad 100 metrów pokrywę o powierzchni około 40 km<sup>2</sup>. To złożone centrum miało z pewnością kilka dużych faz erupcji. Obecnie można zaobserwować ślady po zapadniętej strukturze Collopampa, w której ponownie powstały małe kopuły Achacara i V13A (Fidel *et al.* 1997). Mogła to być grupa kopuł lub jedna duża kopuła. Potoki spływające na zachód i północny zachód mają długość do 4,5 km.

W strukturze Collopampa zachowały się trzy krater; zachodni został odmłodzony i znajduje się w nim stożek piroklastyczny Collopampa. Zwieńczeniem tego centrum jest wulkan Cerro Mauras o wysokości względnej 170 m. Podstawa wulkanu jest wydłużona w kierunku N-S, a zbocza mają nachylenie 28° (Gałaś 2008). Jest to stożek piroklastyczny usypany na stoku doliny o założeniu tektonicznym, pomiędzy nieco starszym stożkiem, którego krater leżał o kilkadziesiąt metrów na zachód od obecnego krateru Cerro Mauras. Na zachodnim zboczu, relikty starszego stożka wyłaniają się spod obecnego. Bardziej na południe położona jest znacznie mniejsza kopuła Tororocsa. W jej sąsiedztwie znajdują się dwa stożki piroklastyczne – Challhue Mauras i Panahua. Challhue Mauras jest typowym monogenetycznym stożkiem, nieco starszym od law, które opływają go, tworząc formę przypominającą wał. Drugi, mniejszy wulkan – Panahua – wybuchł prawdopodobnie z dużą siłą niemal poziomo w kierunku północy. Szczątki obwałowania krateru tworzą formę zbliżoną wyglądem do barchanu (fot. 5.2). Stożek zbudowany jest z czerwonej luźnej tefry o rozmiarach lapilli z blokami i bombami wulkanicznymi o średnicy do 30 cm (Gałaś 2011).



Rys. 5.1. Pola lawowe w Dolinie Wulkanów

Prawdopodobnie podobny wiek (I generacja) ma pole lawowe Mauras na zachód od Orcopampa, na którego szczycie stoi wulkan Mauras (4007 m n.p.m.). To izolowane pole lawowe zamyka paleodolinę Rio Chilcaymarca, przykrywając częściowo aluwia (Mayta *et al.* 2002) i spychając rzekę ku południowemu brzegowi doliny. Lawy mają miąższość 35–120 m i powierzchnię 6 km<sup>2</sup> (Gałaś 2011). Potoki rozlewały się promieniście od miejsca, gdzie stoi wulkan Mauras, i utworzyły owalną pokrywę o promieniu 1,3–1,8 km. Powierzchnię law i stożka piroklastycznego przykrywa warstwa gleby i bujnych traw.



**Rys. 5.2.** Występowanie grupy Andahuay w północnej części Doliny Wulkanów i Doliny Rio Sora (region A patrz rys. 2.3) (Gałaś 2008, zmienione). 1–5 grupa Andahuay: 1 – holocen, 2 – plejstocen-holocen, 3 – plejstocen, 4 – stożek piroklastyczny, 5 – kopuła lawowa, 6 – aluwia czwartorzędowe, 7 – trawertyny (czwartorzęd), 8 – źródła termalne, 9 – naloty siarki rodzimej, 10 – kierunek płynięcia lawy, 11 – uskock, 12 – droga, 13 – symbole kopuł (zgodnie z zał. 1)



**Rys. 5.3.** Mapa geologiczna południowej części Doliny Wulkanów (region A patrz rys. 2.3) (Galaś 2008, zmienione). 1–5 grupa Andahuaj: 1 – holocen, 2 – holocen–plejstocen, 3 – plejstocen, 4 – stożek piroklastyczny, 5 – kopia lawowa; 6–8 – kierunek płynięcia lawy, etapy: 6 – Jechapita, 7 – Sucna, 8 – Niñamama (szczegóły w tekście), 9 – aluwia czwartorzędowe, 10 – grupa wulkaniczna Barroso (pliocen), 11 – skały osadowe (kreda), 12 – skały osadowe (jura), 13 – droga, 14 – naloty siarki rodzimej



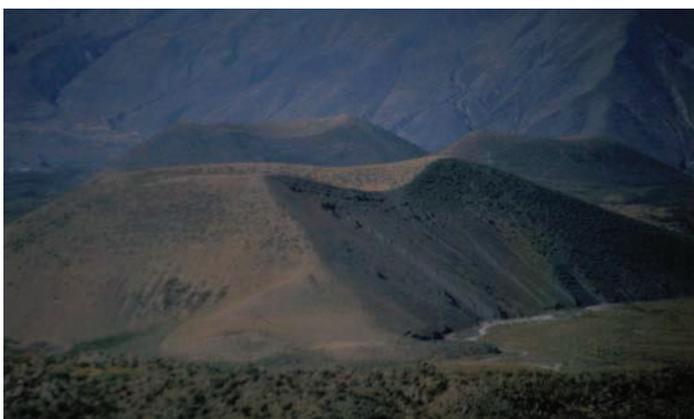
**Fot. 5.1.** Położone na stoku powyżej dna Doliny Wulkanów stożki Pampalquita (P) (3818 m n.p.m.) i Ucuya (U) (3670 m n.p.m.)



**Fot. 5.2.** Częściowo zdenudowany stożek piroklastyczny Panahua (4215 m n.p.m.), w tle stratowulkan Coropuna (Fot. P. Panajew)

Nieco młodsze wydaje się pole lawowe Ticsho położone na południe od kanionu Rio Andahua, który rzeka wycięła w lawach grupy Andahua i częściowo ich wulkanicznego podłoża (rys. 5.2). Kopyły i stożki są znacznie mniejsze, rozrzucone na całej szerokości doliny. W pierwszym cyklu efuzja law nastąpiła z dwóch dużych i pięciu małych centrów. Wyciskana lava utworzyła kopyły (PT, T3, PT1, TK2, TK4 i TK5) oraz wiele lobów, które blokowały się nawzajem i spiętrzały. Materiał skalny z kopyły lawowej pra-Ticsho (PT) datowano na 0,27 Ma (Kaneoke & Guevara 1984). Na brzegach tego pola znajdują się cztery stożki: Ticsho, Yanamauras Norte i Yanamauras Sur (zwane też Jemellos) (fot. 5.3) oraz mocno zniszczony wybuchem mniejszy stożek piroklastyczny X (fot. 5.4) położony blisko kanionu

Rio Andahua. Popioły pochodzące z erupcji Ticscho odnaleziono w odsłonięciach w skarpie drogi w odległości 1,4–2,5 km (fot. 5.5). Reprezentują one najmłodszą generację aktywności grupy Andahua. Dowody na odnowienie aktywności, tj. spalone szczątki roślin z wulkanu Ticscho, datowano na 4060 lat (Cabrera & Thouret 2000).



**Fot. 5.3.** Stożek piroklastyczny Ticscho (3860 m n.p.m.), w tle wulkany Yanamauras (3860 m n.p.m.) i Yanamauras Sur (3861 m n.p.m.)



**Fot. 5.4.** Warstwowana scoria i popiół na stoku zniszczonego przez erozję stożka X w Dolinie Wulkanów (fot. A. Paulo)

Pole lawowe Puca Mauras, położone na południe od pola Misahuanca (rys. 5.2) należy już do II generacji. Lawy pokrywają całą szerokość doliny (4–6 km) na długości 16 km, pomiędzy polami Misahuanca a Andagua. Rzeka Andahua, w południowej części pola, skręca ostro na wschód i wycina głęboki na około 50 m, wąski kanion w lawach grupy Andahua (fot. 5.6). Następnie niknie wśród law, z których wypływa na przeciwnym brzegu doliny,

tworząc wodospad Shanquillay koło wulkanu Yanamuras Norte. Główne centra erupcji znajdują się przy wschodniej krawędzi doliny koło nieczynnej kopalni rud antymonu Santa Rosa. Wydaje się, że była to największa erupcja w Dolinie Wulkanów. Potoki lawowe i podrzędnie pokrywa tefry zajmują powierzchnię około 100 km<sup>2</sup>. Lawy wypływały z kilku centrów. Na ich miejscu powstały cztery duże kopuły (V8, V8B, V8C, V8D) i jedna mała (V8E), największa (V8) o średnicy ponad 2 km (Załącznik 1). Kopuły położone są wzdłuż uskoku NW-SE, który naśladuje kierunek osi (skrzyżowanej) Doliny Wulkanów w jej środkowej części. Lawy rozplynęły się promieniście na północ, zachód i południe, tworząc grubą na 100–150 m pokrywę z licznymi lobami potoków. Najdłuższy potok ma długość około 10 km, a szerokość 2 km (Gałaś 2008).

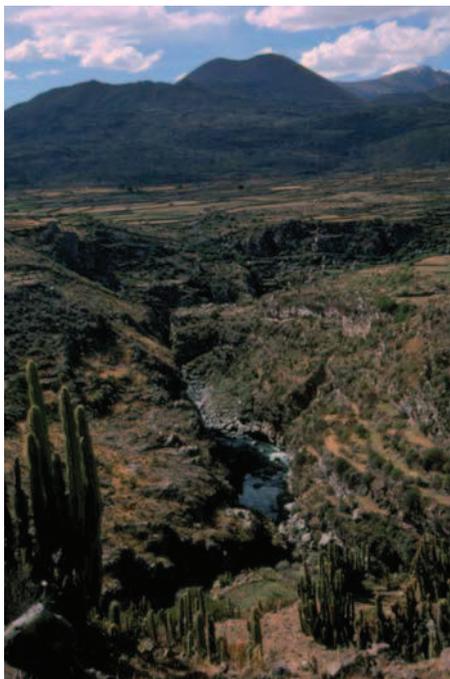


**Fot. 5.5.** Warstwowane popioły pochodzące prawdopodobnie ze stożka Ticsho w Dolinie Wulkanów (Fot. A.Paulo)

Niewielka kopuła lawowa Chipchane powstała na stoku 65 m ponad dnem doliny. Lawa w końcowej fazie efuzji cofnęła się i utworzył się płytki, płaski krater ze ścianami o wysokości około 5 m. Lawy z tego krateru spływają na powierzchnię głównego pola lawowego, tworząc regularne *levée*.

Najmłodsze erupcje utworzyły trzy stożki piroklastyczne, w tym największy w Dolinie Wulkanów – Cerro Puca Mauras (fot. 5.6 i 5.7). Stożek ma wysokość 350 m, krater o średnicy 300 i głębokości 80 m. W brzegu krateru znajduje się głęboka na 50 m szczelina, przez którą wylała się lawa. Ślady potoku są widoczne na stoku poniżej, a główna jego część łączy się z innym potokiem płynącym na południe. Dolna część stożka zbudowana jest z mocno zwietrzałej scoria rozpadającej się na okruchy o rozmiarach 1 mm lub mniejsze. Górna część stożka, wyraźnie młodsza, zbudowana jest ze świeżych lapilli, bloków i bomb

wulkanicznych. Objętość stożka oszacowano na 0,229 km<sup>3</sup>. Pozostałe dwa stożki, Santa Rosa (wysoki na 100 m) i Santa Rosa Sur (50 m), są usytuowane na uskoku stanowiącym krawędź rowu Doliny Wulkanów i mają charakter monogenetyczny (załącznik 2).



**Fot. 5.6.** Lawy Andahua rozcięte przez rzekę w Dolinie Wulkanów, w tle wulkan Puca Maura

Prawdopodobnie do tego samego epizodu erupcji wulkanicznych w dolinie należy kopuła lawowa Cochapampa (fot. 5.8) z kraterem i ponad 2-kilometrowej długości potokiem (rys. 5.2), z dobrze wykształconym *levée*. Jest on położony na starszym polu lawowym. Wewnątrz krateru znajduje się młodsza odnowiona kopuła, która powstała w ostatniej fazie iniekcji lawy. Następnie kopuła zapadła się i powstał mniejszy krater. Kopuła Cochapampa ma wysokość nieco ponad 100 m i głębokość krateru 50 m. Ściany krateru zbudowane są z law, niewielkiej ilości brekcji autoklastycznej i czerwonej scoria. W lawach znaleziono liczne porwaki kwarcytów, pochodzące z mezozoicznego podłoża doliny (Gałaś 2008). Powierzchnia potoku zbudowana jest z bloków i brekcji lawowej.

Samotna kopuła lawowa II generacji, Cerro Anchajolla, znajduje się na wschód od wioski Misahuanca (rys. 5.2). Lawy wypełniają tu niewielką zawieszoną dolinkę.

Środkową i południową część Doliny Wulkanów, od linii wyznaczonej przez stożek Jenchaña i Lagunę Pumajallo, aż do połączenia z Kanionem Colca, pokrywają lawy najmłodszej – III generacji, tworząc pola lawowe Accopampa, Chilcayoc i Sucna (rys. 5.1). Na podstawie wzajemnych relacji między granicami potoków wyznaczono trzy etapy formowania się tego pola: Jechapita, Sucna i Niñamama. Najstarszym centrum erupcyjnym wydaje się wulkan Jechapita (etap Jechapita), który stanowi przykład „idealnego” stożka

piroklastycznego (Fot. 5.9). Wulkan stoi na miejscu wcześniejszego wypływu lawy (J2), o czym świadczą wyraźne struktury płynięcia dwóch niewielkich potoków. Dłuższy z nich ma 3 km długości, jest mniej więcej w połowie rozcięty przez dawną rzekę, która na miejscu law pozostawiła swoje osady. Do tego etapu należy też zaliczyć potoki na południe od linii Ayo – Laguna Mamacocha (rys. 5.3). Ze względu na stopień zwietrzenia są one prawdopodobnie nieco starsze, ale trudno przypisać im określone miejsce erupcji. Mają one około 7 km długości i przykryte są od północy młodszymi lawami. Gdyby płynęły spod Jechapita miałyby długość około 24 km.



**Fot. 5.7.** Stożek piroklastyczny Cerro Puca Mauras (4181 m n.p.m.), u jego podstawy kopuła lawowa V8

Etap drugi (etap Sucna) powiązany jest z dwoma centrami: Chilcayoc Grande i Sucna, które oddalone są od siebie o 4,5 km. Najpierw rozpoczęły się efuzje płynnej lawy z centrów położonych na przedpolu bocznej doliny, w której znajduje się osada Sucna. Dno doliny Sucna podnosi się łagodnie na NE i lawy wpłynęły tylko kilometr w głąb, zamykając jej połączenie z Doliną Wulkanów. Lawy wypływały we wszystkich kierunkach, a w poszczególnych centrach utworzyły się kopuły. Wyróżniono tu dwie duże (S61 i S62) i trzy mniejsze kopuły lawowe (S6, S63, S64). Najwyższa z kopuł wznosi się 70 m ponad dno bocznej doliny. Powierzchnia kopuł zbudowana jest z brekcji lawowej (fot. 5.10). Późniejsze, potoki bardziej lepkiej lawy, wypływały w kierunku południowym, zalewając Dolinę Wulkanów. Największa ilość lawy spłynęła w stronę Kanionu Colca, tworząc potoki o długości przeszło 20 km. Lawa była dość lepka i utworzyła wały przypominające moreny boczne lodowca. Szerokość potoku rzadko przekracza 1 km. Potoki spływały po progach dwóch uskoków poprzecznych do osi doliny, tworząc na nich krótkie kaskady z charakterystycznymi wałami *levée*

(fot. 5.11). Powierzchnia tych potoków jest zaczerwieniona, być może wskutek wietrzenia w strefie cieplejszego klimatu, jaki panuje na wysokości poniżej 2500 m n.p.m. (Gałaś 2011).



**Fot. 5.8.** Kopała lawowa Cochapampa (3738 m n.p.m.), za nią wioska Andagua, a po lewej wulkany Yanamauras



**Fot. 5.9.** Wulkan Jechapita (3388 m n.p.m.) i potok lawowy najmłodszej generacji. W tle wulkan Chico, z którego wypłynęła lawa i Chilcayoc



**Fot. 5.10.** Widok z kopuły lawowej S6 na stożek piroklastyczny Chilcayoc Grande, na pierwszym planie brekcja lawowa (3243 m n.p.m.)



**Fot. 5.11.** Potoki lawowe spływające po progach uskoków normalnych w Dolinie Wulkanów

Zwęglone drewno ze stożka Chilcayoc Grande (fot. 5.10) datowano na 1451 do 1523 r. n.e. (Delacour *et al.* 2007). Jest to największy stożek na tym polu lawy. Ma 140 m wysokości i owalny krater głęboki na około 60 m. W bliskim sąsiedztwie wulkanu, na SE, znajdują się trzy nieduże kopuły lawowe (S1, S2, S4), choć możliwe, że są to formy typu *tumulus*. Potok wypływający bezpośrednio z wulkanu Chilcayoc Grande rozdzielił się na dwa loby,

z których jeden, płynąc na wschód, zepchnął rzekę Andahua na krawędź doliny. Drugi potok rozszerzył się w kierunku południowym, osiągając długość ponad 7 km i szerokość u czoła ponad 3 km. Potok zatrzymał się na lawach, które wypłynęły wcześniej z kopuły Sucna. W tym czasie doszło do odcięcia odpływu rzeki Andahua i powstała Laguna Chachas. Rze-ka usypuje stożek napływowy i tworzy jezioro zaporowe (Laguna Chachas). Następnie Rio Andahua niknie pod potokami lawowymi. Nieoczekiwanie, po 18 km, wypływa spod law, tworząc Lagunę Mamacocha i krótki przełomowy odcinek do Tingo nad Rio Colca.

Na III etapie (etap Niñamama), który może oznaczać okres 1600–1800 r. n.e., efuzje law odbywały się z różnych lokalizacji. Uaktywniła się strefa uskoku poprzecznego Jenchaña–Niñamama (fot. 5.12). Początkowo lawy były emitowane przez kopuły (Accopampa) znajdujące się pomiędzy wychodniami grupy Barroso. Spływały one w kierunku wschodnim, zgodnie ze spadkiem terenu w tej części doliny. Okalają one wyspę popiołów (fot. 5.13) pochodzących z erupcji Jechapity i Chilcayoc, a może nawet starszych wulkanów, np. Yanamauras.



**Fot. 5.12.** Potoki lawowe spływające z kopuły A5, A6 i Accopampa położonych na uskoku Jenchaña-Niñamama

Na tym samym etapie utworzyły się dwa mniej regularne stożki piroklastyczne stojące nieco w dół Doliny Wulkanów od linii Jenchaña-Niñamama, tj. Chico ( $370 \pm 50$  lat – Cabrera & Thouret 2000) (fot. 5.14) i Chilcayoc (fot. 5.15). Są one otwarte przez potoki lawy, które z nich wypłynęły i otoczyły Jechapitę (rys. 5.3, załącznik 2).

W okolicy Chachas przebiega kolejny uskoku poprzeczny, Dolina Wulkanów traci na nachyleniu. W okolicy Sucna uaktywniła się w etapie Niñamam, co najmniej jedna kopuła (S61), z której lawa, klucząc wśród starszych potoków, płynęła na południe, tworząc kaskady na progach uskoku poprzecznych. Potok ten ma 14 km długości i dotarł do Laguny Mamacocha.



**Fot. 5.13.** Pokrywa popiołów na zachód od kopuły Accopampa, w Dolinie Wulkanów. Popioły prawdopodobnie z wulkanów Jechapita i Chilcayoc



**Fot. 5.14.** Wulkan Chico (3343 m n.p.m.) otwarty przez potok lawy



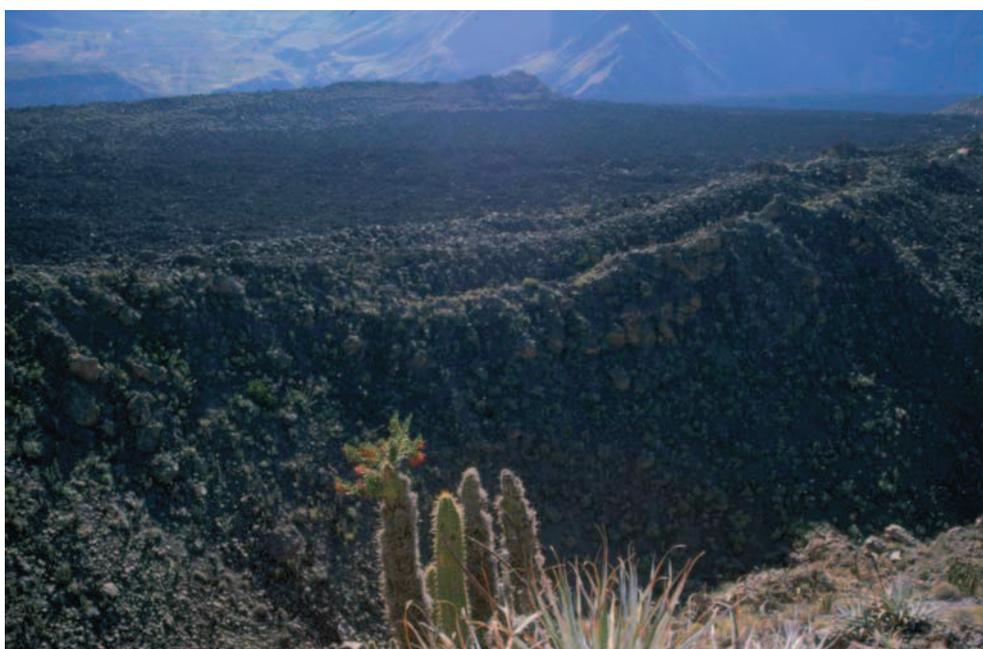
**Fot. 5.15.** Wulkan Chilcayoc (3347 m n.p.m.) otwarty przez wypływający z krateru potok lawy

Najmłodsze erupcje grupy Andahua miały miejsce na uskoku Jenchaña-Niñamama. Uskok jest schodowy, ze skrzydłem SE zrzuconym o co najmniej 40 m. Wzdłuż uskoku pojawiają się wychodnie neogeńskiej grupy wulkanicznej Barroso otoczone od północy lawami I generacji pola Andagua. Lawa wydostawała się co najmniej w sześciu miejscach, tworząc kopuły (Antaymarca, A26, A5, A6, Accopampa i Niñamama) zasilające potoki (załącznik 1). Ze względu na stromy próg uskoku lava wypiętrzała się, tworząc od północy stromy, nawet 30-metrowy półkolisty wał (fot. 5.16) (rys. 5.3) i spływała na SE w formie dość stromego na brzegach potoku. Największy z potoków, wypływający z kopuły Niñamama, ma długość około 4 km i szerokość 1 km (fot. 5.17). Na powierzchni potoku występują ostrokrawędziste bloki, brekcja lawowa i iglice lawy (fot. 5.18). Na zewnętrznych ścianach kopuły oraz na powierzchni potoków występują lawy aa. Ze szczeliny, na krawędzi kopuły wydobywał się w 2003 roku siarkowodór, a na spękanej lawie wytrąciła się siarka rodzima i gips (Gałaś 2008). Jest to z pewnością najmłodsza forma wulkaniczna grupy Andahua.

Na innym potoku z pola Accopampa, na NW od stożka piroklastycznego Jenchaña (fot. 5.19) (rys. 5.3), znajduje się porzucona osada o nazwie Antaymarca. Lawy z kopuły o nazwie Antaymarca płynęły na północ, wypełniając płaskie zagłębienie, które stanowi relikty dawnego koryta Rio Andahua. Potok musiał płynąć dość wolno, bo czoło zatrzymało się, ostygło i lava nie miała energii, by pchać go przed sobą. W efekcie utworzył się stromy wał law blokowych. Drugi potok z tej samej kopuły spłynął na południowy wschód, wykorzystując stromo nachylony stok, który utworzył się na poprzecznym uskoku schodowym.



**Fot. 5.16.** Kopuła lawowa Niñamama, na pierwszym planie tarasy uprawne na lawach Andahua I generacji



**Fot. 5.17.** Brzeg i szeroki kanał potoku lawy z kopuły Niñamama. Na powierzchni lawa blokowa i autobrekcja

Popioły z wulkanu Jenchaña tworzą ponad 1-metrową warstwę w odległości około 2 km na północny zachód od centrum erupcji. Odnalezione bomby wulkaniczne o rozmiarach 10 cm prawdopodobnie pochodzące z wulkanu Jenchaña zostały znalezione 1400 m od krateru, a bliżej niego ich średnica wzrastała do 1 m.

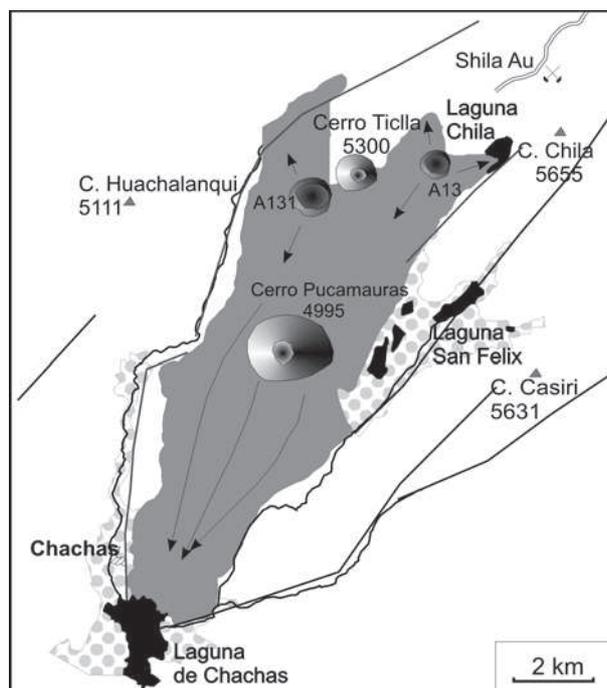
Postrzępiony masyw górski Chila, będący reliktem miocenińskiej kaldery Huayta (Marcoux *et al.* 1998; Paulo & Gałaś 2005) tworzy północno-wschodnie obramowanie Doliny Wulkanów. Obszar powyżej 5300 m n.p.m. jest pokryty wiecznym śniegiem. W masywie tym działała kopalnia złota i srebra Shila, której wyrobiska sięgnęły wysokości nawet 5200 m n.p.m. W pobliżu wyrobisk kopalni, znajdujących się w hydrotermalnie przeobrażonych skałach wulkanicznych grupy Tacaza, rozpoznano najwyższe położone centra erupcyjne grupy Andahua (rys. 5.4). Są to dwie kopuły lawowe (A13 i A131) i stożek piroklastyczny Tiella (5300 m n.p.m.). Lawy należą prawdopodobnie do I generacji (Gałaś 2008). Wszystkie formy noszą wyraźne ślady erozji glacialnej, jak np. potok masywnych law widoczny koło Laguny Shila wygładzony przez lodowiec (fot. 5.20). Lawy spływały głównie w stronę Laguny de Chachas w Dolinie Wulkanów, tworząc pokrywę o powierzchni ponad 40 km<sup>2</sup>. Na lawach wykształciły się już gleby i dolna część ich pokrywy jest zagospodarowana rolniczo przez mieszkańców wioski Chachas. Czoło potoku lawy znajduje się obecnie pod wodą i osadami laguny na wysokości 2900 m. W połowie tej drogi spływu powstał stosunkowo duży stożek piroklastyczny Pucamauras o wysokości około 250 m. Wulkan ten jest wyraźnie najmłodszą formą w omawianym rejonie.



Fot. 5.18. Krawędź i zapadnięte centrum kopuły Niñamama



**Fot. 5.19.** Krater wulkanu Jeñchana. Na ścianach spieczona czerwona scoria, a powyżej warstwy materiału piroklastycznego od lapilli po bomby wulkaniczne. W dnie zagroda dla byków



**Rys. 5.4.** Występowanie grupy Andahua w rejonie kopalni Shila (region A patrz rys. 2.3).  
Objaśnienia jak do rysunku 5.2 (Galaś 2008, zmienione)



Fot. 5.20. Potok lawy wygładzony przez lodowiec w rejonie kopalni Shila

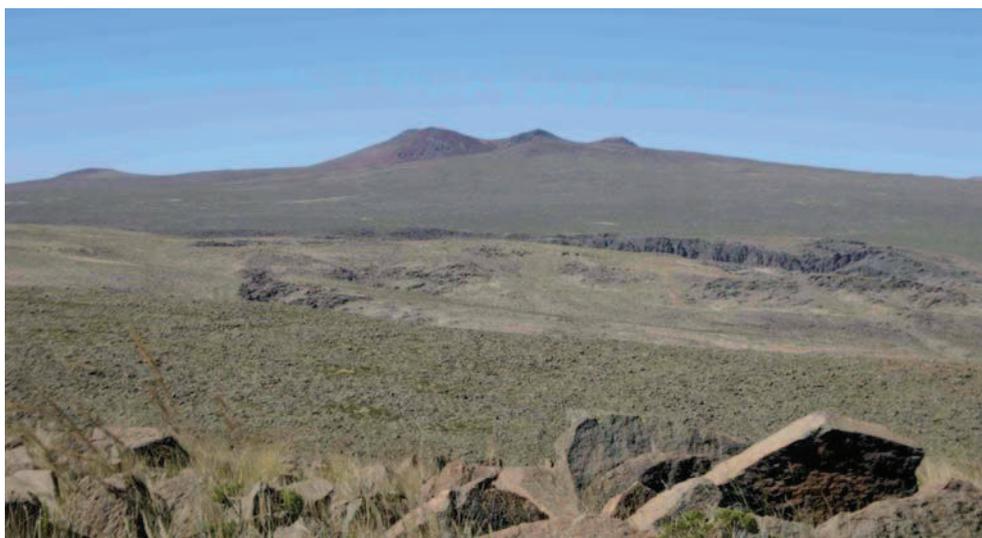
Dolina Rio Sora ma założenia tektoniczne i jest bocznym odgałęzieniem rowu Doliny Wulkanów (rys. 5.1, 5.2). Leży na przedłużeniu środkowego segmentu Doliny Wulkanów i ma podobny azymut. Górna część doliny Rio Sora jest płaska i tworzy rozległą pampę na wysokości 4400–4600 m n.p.m.

Najstarsze erupcje na tym terenie (I generacja) miały miejsce na grzbietach otaczających Dolinę Sora od północy. Są to dwie nieduże kopuły: Umajala i Jullulluyoc. W obu przypadkach doszło do wypływu na samym grzbiecie, co spowodowało, że lawy spływały po obu jego stronach. Kopuła Umajala znajdowała się w strefie oddziaływania lodowca, stąd potoki są zniszczone i odsłaniają się ich wnętrza zbudowane z law masywnych. W kopule Jullulluyoc zachował się kształt krateru, a potoki mają na brzegach charakterystyczne *levée*. Długość potoków dochodziła do 4,5 km.

Lawy Andahua wypełniają także niewielką Dolinę Pallcca, która wpada od zachodu do Doliny Rio Sora. Najstarsze na polu Rio Sora lawy (I generacja) spływają z kopuły (LS) znajdującej się wysoko u podnóża masywu Coropuny. Następnie doszło do erupcji w dnie doliny Rio Sora (II–III generacja), prawdopodobnie najpierw w jej górnej części. Lawy wypływały z co najmniej pięciu centrów (CA, MS1, MS2, MS5 MS6) (rys. 5.1). Obecnie widoczne są dwa z nich, a w miejscu trzeciego wznosi się stożek piroklastyczny Misahuana Mauras. Potoki rozlewały się szeroko po pampie, a następnie spływały w dół w kierunku Doliny Wulkanów. Na wysokości Laguny Pabellón pole lawowe rozszerza się na całą szerokość doliny (6 km). Znajdują się tu kolejne centra erupcji: kopuła Jochane i dwa stożki – Pabellon i Yana Mauras. W dolnej części doliny Rio Sora pojawiają się mniejsze kopuły, które jednak z powodu częściowej erozji i pokrycia roślinnością są mniej czytelne. Mogą to być pozorne kopuły, będące spiętrzeniami typu *tumulus*. Pole lawy w dolinie Rio Sora ma łącznie długość 20 km, a szerokość 1–6 km.

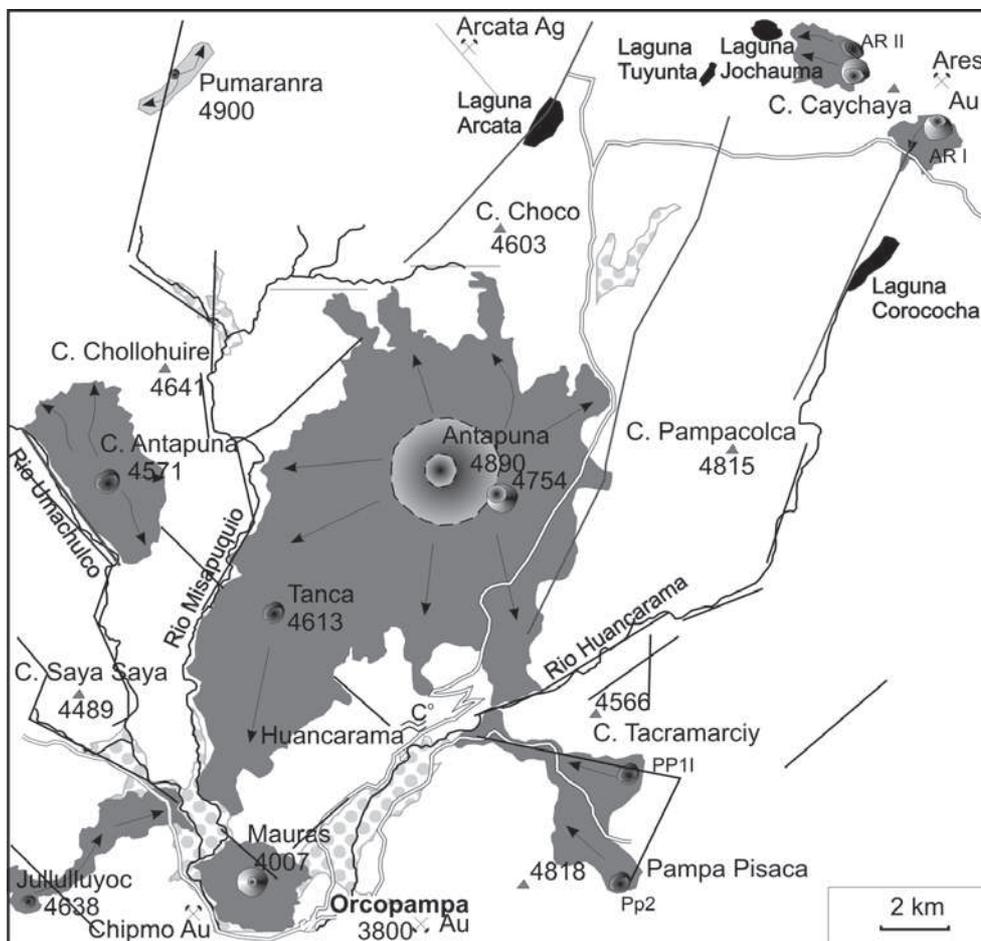
### 5.3. Antapuna

Masyw Antapuna zamyka od północy Dolinę Wulkanów (rys. 5.5). Południkowy rów Andagua-Orcopampa przechodzi tu w mniejszy rów Rio Huancarama o przebiegu NE-SW. Pola lawowe grupy Andahua tworzą w tym rejonie wyspowe czapy na zrębach wyniesionych ponad 4500 m n.p.m., tj. 700–1000 m ponad dno doliny. W podłożu odsłaniają się starsze utwory wulkaniczne grupy Tacaza, tj. formacji Orcopampa (lawy, brekcje) i Alpbamba (tufy) oraz grupy Barroso (lawy andezytowe). Wyróżniono tu duże pole lawowe Antapuna oraz znacznie mniejsze Umachulco, Pampa Pisaca i Ares. Największe z pól lawowych otacza relikty stożka Antapuna (4890 m n.p.m.) (fot. 5.21). Centrum erupcyjne – Antapuna – wznosi się ok. 1000 metrów ponad dno Doliny Wulkanów. Wskutek silnej erozji glacialnej zachowały się tylko fragmenty dużego, słabo nachylonego stożka, który mógł mieć średnicę ponad 4 km. Był on zbudowany z law i materiału piroklastycznego. Na południowy wschód od krateru szczytowego widać ślady stożka pasożytniczego. Lawy wypływały promieniście na niemal płaski obszar zrównania *puna*, tworząc pokrywę o powierzchni przeszło 80 km<sup>2</sup> na wulkanitach neogenu. Możliwe, że wzniesienie o nazwie Tanca to zniszczona, przez erozję, kopuła lawowa, z której potoki law spływały na południe (rys. 5.5). Przejawem zjawisk postwulkanicznych są źródła wód termalnych w Huancarama, w odległości 6 km na południe od szczytu Antapuna (Gałaś 2011).



**Fot. 5.21.** Widok z kopuły lawowej Cerro Antapuna na pozostałości wulkanu Antapuna (4890 m n.p.m.)

Znacznie mniejsze pole lawowe Umachulco z centrum erupcyjnym o podobnej nazwie – Cerro Antapuna – położone jest dalej na zachód nad doliną Umachulco (rys. 5.5). Lawy tworzą tam połąką pokrywę z mało wyraźną kopułą. Powierzchnia kopuły oraz potoków jest wyrównana przez erozję glacialną. Pokrywa, podcięta przez rzekę Umachulco, ma 1,5 km szerokości i około 6 km długości.



Rys. 5.5. Występowanie grupy Andahuayla w rejonie Antapuny (region B patrz rys. 2.3).  
Objaśnienia jak do rys. 5.2 (Galaś 2008, zmienione)

Kolejne centra erupcyjne znajdują się koło kopalni złota Ares, na stokach Cerro Cajchaya na wysokości 4900 m n.p.m. Stwierdzono tam jedną kopułę (AR2) i dwa stożki piroklastyczne (załącznik 1 i 2) przykrywające aglomeraty i brekcje lawowe grupy Tacaza. Wszystkie formy są mocno zniszczone przez lodowiec (fot. 5.22). W stożku położonym dalej na wschód powstały nisze niwalne, a następnie woda wypłukała luźny materiał, pozostawiając w formie ostańców jego fragmenty zbudowane ze spieczonych bomb i aglomeratów. Materiał wulkaniczny na przedpolu lodowca nosi ślady geliflukcji i ma wyraźne struktury poligonalne. Na masywnych lawach, które wypływały z kopuły, są wyraźne rysy lodowcowe.

Około 50 km na północ od tego obszaru znajdują się jeszcze dwa wystąpienia tej grupy wulkanicznej, która pomimo podobnej formy i wieku została nazwana grupą Santo Tomás (Moncayo, 1994).



**Fot. 5.22.** Pozostałości stożka piroklastycznego ściętego przez lodowiec w rejonie kopalni Ares

Kopuła lawowa Pumaranra położona w sąsiedztwie kopalni polimetalicznych rud Arcata należy do najmłodszego epizodu aktywności (III generacja). Lawa wypłynęła z kopuły w kierunku północny-wschód i południowy-zachód (fot. 5.23). Potoki lawy mają grubość 100 m i strome zbocza. Na powierzchni są lawy blokowe i typu aa. Wypełniają one dolinę lodowcową i blokują odpływ wód.

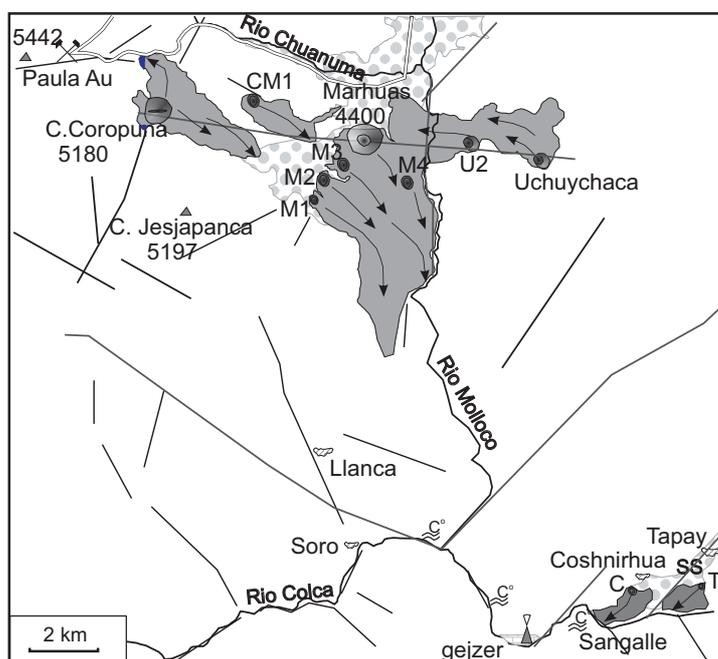


**Fot. 5.23.** Bardzo młoda (III generacja) kopuła lawowa Pumaranra w rejonie kopalni Arcata

## 5.4. Dolina Molloco

Na stosunkowo małym obszarze, w Dolinie Molloco oraz w dwóch zawieszonych bocznych dolinach glacialnych, występują różnorodne formy grupy Andahua. Są to odpowiednio pola lawowe: Marhuas, Coropuna i Uchuychaca. Produkty wulkanizmu zaliczono do II generacji, gdyż mimo objawów erozji glacialnej formy morfologiczne są dobrze zachowane. Główne pole lawowe częściowo wypełnia Dolinę Molloco przy krawędzi Kanionu Colca (rys. 5.6). W podłożu law leżą wulkanity grupy Tacaza i formacji Sencca przykryte w dolinach plejstocenijskimi żwirami. Zlokalizowano tam cztery małe kopuły lawowe (M1-4), które emitowały lawę w kierunku Kanionu Colca (fot. 5.24). Powyżej tych kopuł znajduje się stożek piroklastyczny Marhuas o względnej wysokości 120 m (zał. 2). Do jego stóp dopływa od wschodu potok lawy z wyraźnymi *levée*. Także od wschodu z wyżej położonej dolinki glacialnej spłynął potok zasilany z dwóch kopuł Uchuychaca i U2 (zał. 1). Na południe od stożka Marhuas potoki law spływają około 6 km w dół doliny (Gałaś 2011).

Podobna dolinka znajduje się po zachodniej stronie Doliny Molloco i jest także częściowo wypełniona lawami Andahua spoczywającymi na hydrotermalnie przeobrażonych wulkanitach grupy Tacaza. W górnej części tej dolinki znajduje się kopalnia złota Paula. Centra erupcji znajdują się w dnie tej dolinki (poniżej kopalni), a lawy spływały w stronę Doliny Molloco. Znajduje się tu największa spośród obserwowanych kopuł grupy Andahua – Cerro Coropuna (5180 m n.p.m.) o wysokości względnej 250 m. Kopuła jest niezwykle stroma (fot. 5.25) i w całości zbudowana z lawy blokowej i brekcji. Jest to typowa kopuła ekstruzywna (Gałaś 2008).



Rys. 5.6. Występowanie grupy Andahua w Dolinie Molloco (region C patrz rys. 2.3). Objasnienia jak do rys. 5.2 (Gałaś 2008, zmienione)



**Fot. 5.24.** Częściowo pokryta roślinnością kopuła lawowa M3 (II generacja) w Dolinie Mollocco



**Fot. 5.25.** Ekstruzywna kopuła lawowa Cerro Coropuna. Wokół hydrotermalnie przeobrażone wulkanity grupy Tacaza. W tle kompleks wulkanów, od lewej Hualca Hualca – Sabancaya i Ampato

Mniejsza kopuła lawowa CM1 znajduje się 2,8 km na wschód od Cerro Coropuna. Wypływa z niej potok lawy blokowo-żuźlowej. Pokrywa lawowa w tej dolinie ma grubość nieco ponad 10 m a długość poszczególnych potoków 1–3 km. Koluwia zawierają niewiele materiału z grupy Andahua.

Dwa niewielkie potoki lawy znajdują się poniżej Tapay nad Kanionem Colca (rys. 5.6). W stromym żłobie pomiędzy miejscowościami Tapay (T) i Coshnirhua (C) występują eks-halacje  $H_2S$  i stwierdzono szczeliny uskokowe wypełnione siarką rodzimą. Poniżej, już na dnie Kanionu Colca, znajduje się nieczynny od kilku lat gejzer. Ściana północna kanionu do wysokości 25 m powyżej dna, zbudowana jest z trawertynu.

## 5.5. Laguna Parihuana

Jest to obszar wyżyny górskiej, wewnątrz i na obrzeżach plioceńskiej kaldery znajdującej się na południe od Caylloma (rys. 2.3). Znajdują się tu samotne stożki piroklastyczno-lawowe grupy Andahua. Noszą one nazwy: Antaymarca, Saigua (fot. 5.26), Challpo, Andallullo, Antacollo i Sani (Davila *et al.* 1988; załącznik 2). Mimo surowego klimatu na wysokości około 4500 m n.p.m. stożki Saigua i Challpo są częściowo porośnięte trawami.

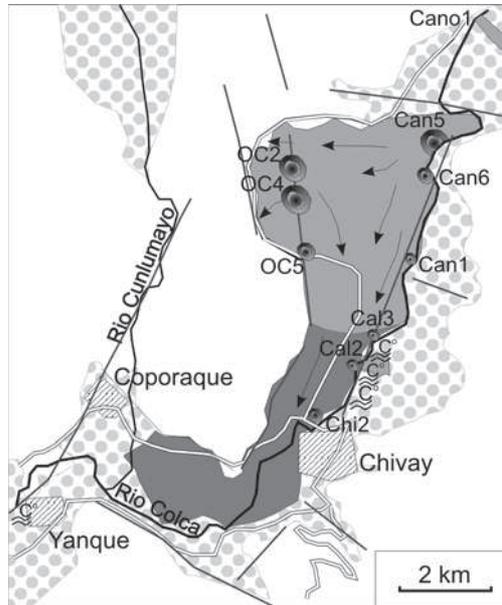


Fot. 5.26. Po lewej wulkan Saigua, na prawo Challpo, na pierwszym planie Laguna Huarcohuarco

Należy je uznać za II generację wiekową. Dokładniej zbadany został wulkan Antaymarca, datowany na 60 tys. lat (Kaneoke & Guevara 1984). Wulkan ma wysokość względną 140 m i dość płaski wierzchołek o średnicy 100 m. Krater nie zaznacza się. Na wierzchołku obserwowano mocno porowatą lawę, tefrę, scoria i bomby wulkaniczne oraz nieco law trze-wiowych. Obrzeże nosi ślady muru ułożonego z lokalnych bloków lawy przez ludzi.

## 5.6. Dolina Colca

Lawy w Dolinie Colca pochodzą z dwóch okresów – starszego (I) i średniego (II). Starsze pole lawowe Chivay zajmuje dno i północny brzeg Doliny Rio Colca koło Chivay (rys. 5.7). W różnych miejscach przykrywają kredową formację Murco, wulkanity grupy Barroso (pliocen-plejstocen) lub plejstocenyjskie osady rzeczne i jeziorne. Rzeka Colca zepchnięta przez lawy na krawędź doliny, wypręparowała w nich głęboki na kilkadziesiąt metrów kanion (fot. 5.27). Datowania law z tej części wskazują na wiek ok. 230–400 tys. lat (Kaneoke & Guevara 1984; załącznik 1). Pole było zasilane przez co najmniej trzy kopuły lawowe (CAL2, CAL3, CHI2), które znajdują się wzdłuż drogi na północ od Chivay. Rzeka opływa je od wschodu w wąskiej, stromobocznej dolinie, którą wycięła w lawach, odsłaniając w ich spągu plejstocenyjskie osady jeziorne. W Calera są źródła termalne, które zasilają baseny, a wzdłuż rzeki, w górę i poniżej, częste są wypływy wód termalnych i emanacje gazów (fot. 5.28; Gałaś 2008).



Rys. 5.7. Występowanie grupy Andahua w Dolinie Colca (region E patrz rys. 2.3).  
Objaśnienia jak do rys. 5.2 (Gałaś 2008, zmienione)



Fot. 5.27. Częściowo zerodowany potok lawy z ciosem słupowym i kopuła CAN5 w Dolinie Colca



**Fot. 5.28.** Źródła termalne z barwnym wytrąceniem mineralnym i zielonymi porostami w korycie rzeki Colca (fot. P. Panajew)

Młodsze pole lawowe Canocota jest położone na północ od omówionych kopuł, poniżej miejscowości o tej samej nazwie. Lawy (wiek 60–90 tys. lat wg. Kaneoke & Guevara 1984, Eash & Sandor 1995) wydostawały się z co najmniej sześciu centrów (CAN1, CAN5, CAN6, OC2, OC4, OC5) i spływały w stronę Chivay.

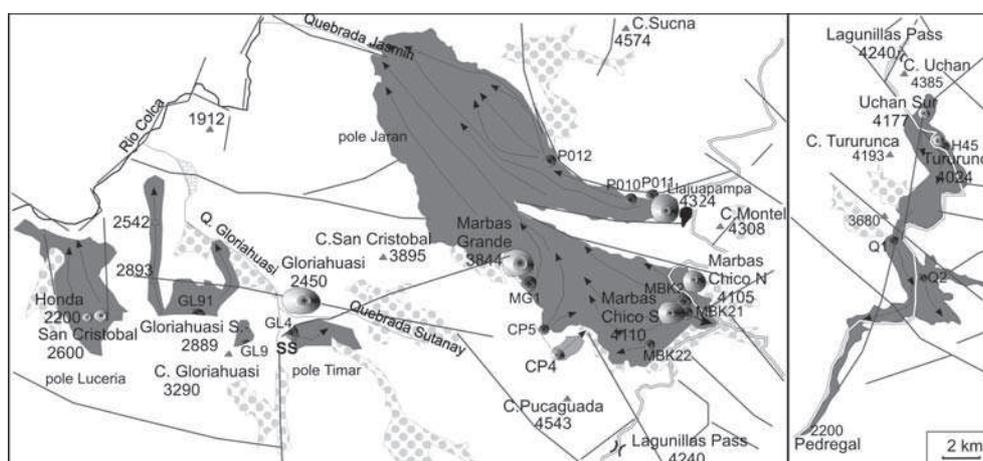
Niewielkie odsłonięcia lawy grupy Andahua (LARI12) odnaleziono ponadto nad Rio Colca poniżej Yanque. Na zachód od Yanque lawy odsłaniają się spod osadów jeziornych plejstocenu rozciętych przez rzekę. W dwóch innych odsłonięciach, koło Lari i Madrigal, lawy leżą na powierzchni tych osadów jeziornych. Znaczna erozja law wskazuje, że należą one do najstarszej generacji (I).

## 5.7. Pampa Jarán

Jest to obszar położony po południowej stronie Kanionu Colca (rys. 5.8). Jest niemal niezamieszkały ze względu na nieliczne źródła wody. Lawy należą do najstarszej generacji (I).

Ze względu na wysoki stopień erozji za najstarsze uznano trzy pola lawy w sąsiedztwie hacjendy Glorياهوasi: Luceria, Glorياهوasi i Timar. Najstarsze erupcje miały miejsce na stokach Cerro Glorياهوasi. Obecnie widoczne są tylko fragmenty dwóch kopuł (GL9 i GL91) i resztki małego stożka piroklastycznego Glorياهوasi Sur oraz potoków lawy w postaci pokryw na wąskich grzbietach mocno podciętych przez erozję (załącznik 1). Zachowana ściana stożka zbudowana jest z czerwonej scorii, bloków i małych bomb wulkanicznych. Na wschód

od tego centrum znajduje się potok Timar, który był zasilany prawdopodobnie z dwóch centrów. Centrum wschodnie ukryte jest pod kolumiami na stoku Cerro Timar, a fragment zachodniego – kopyły lawowej GL4 – można oglądać w przekroju na krawędzi stromego progu nad doliną potoku Glorياهوasi (fot. 5.29). Próg ma charakter stromego urwiska o wysokość około 400 m, po którym spływały lawy. Naprzeciw tej struktury znajduje się duży wulkan Glorياهوasi o wysokości względnej 450 m (fot. 5.30, załącznik 2). Jest to jeden z nielicznych stratowulkanów należących do grupy Andahua (Galaś 2011). Jego popioły pokrywają kolumia kwarcytów kredy na przeciwnym brzegu Doliny Glorياهوasi i Quebrady Sutanay.



**Rys. 5.8.** Występowanie grupy Andahua w regionie Pampa Jaran (region F, patrz rys. 2.3).  
Objaśnienia jak do rys. 5.2 (Galaś 2008, zmienione)

U źródeł potoku Glorياهوasi, w stromym wąwozie skały pokryte są nalotami siarki rodzimej. Są one prawdopodobnie efektem procesów postwulkanicznych.

Na polu Luceria (rys. 5.8) istnieją dwa stożki piroklastyczne Honda i San Cristobal (Fidel *et al.* 1997), które wyrosły w końcowej fazie erupcji na kopyłach lawowych. Wznoszą się one w miejscach prawdopodobnego wypływu law, które spływały do Kanionu Colca.

Największe w tym rejonie jest pole lawowe na Pampa Jarán o powierzchni około 75 km<sup>2</sup>. Wyróżniono w nim 13 centrów erupcyjnych (rys. 5.8). Lawy wypływały w górnej części doliny Rio Jarán (dziś suchej) oraz na jej brzegach i rozwidleniach, a następnie oddzielne potoki lawy połączyły się w jedno pole. W ten sposób całe dno doliny na długości 19 km wypełniła pokrywa law o szerokości dochodzącej do 6 km. Trzy kopyły (PO10, PO11, PO12) i stożek piroklastyczny Llajuapampa oddzielone są od pozostałych (MBK1, MBK2, MG1) grzbietami o założeniu tektonicznym. Dolina Jarán jest zawieszona nad Kanionem Colca. Po ustaniu erupcji okresowa rzeka Jarán rozcięła lawy wąwozami, odkładając na ich brzegach tarasy żwirowe. Grubość potoków lawy odsłonięta w suchych korytach okresowych cieków, które przecinają pole, wynosi od 15 do 35 m. W podłożu law obserwuje się głównie utwory aluwialne oraz deluwia. Tylko na zboczach okalających pole Jarán występują zdyslokowane formacje kredy.



**Fot. 5.29.** Potok lawowy I generacji z kopułą na lewo od osi synkliny. Region Gloriahuasi



**Fot. 5.30.** Stratowulkan Gloriahuasi

Po zakończeniu efuzji law niektóre centra wyrzucały jeszcze materiał piroklastyczny, z którego usypywane były stożki. Największy z nich to stożek Llajuapampa (4324 m n.p.m.), który ma wysokość względną 170 m. Zatamował on spływ wód spod Cerro Montel, tworząc małe jezioro. Wulkany Marbas Chico Sur i Norte oraz Marbas Grande są niewiele niższe. Stożek Marbas Chico Norte ma wysokość 139 m i nachylenie stoku 35°. Na stoku Cerro Pucaguada, 400 m powyżej dna doliny, znajduje się jeszcze jedno centrum erupcji, które wydaje się nieco młodsze (II generacja). Początkowo z tego centrum wypłynęła lava, która spłynęła w dół po stoku na aluwia. W końcowym etapie powstał nieforemny stożek (CP4) usypywany

ze scorii i aglutynatu (*spatter*). Drugie centrum (CP5) położone na tym samym stoku około 1 km na NW emitowało lawę, która połączyła się z głównym polem lawowym w dnie doliny.

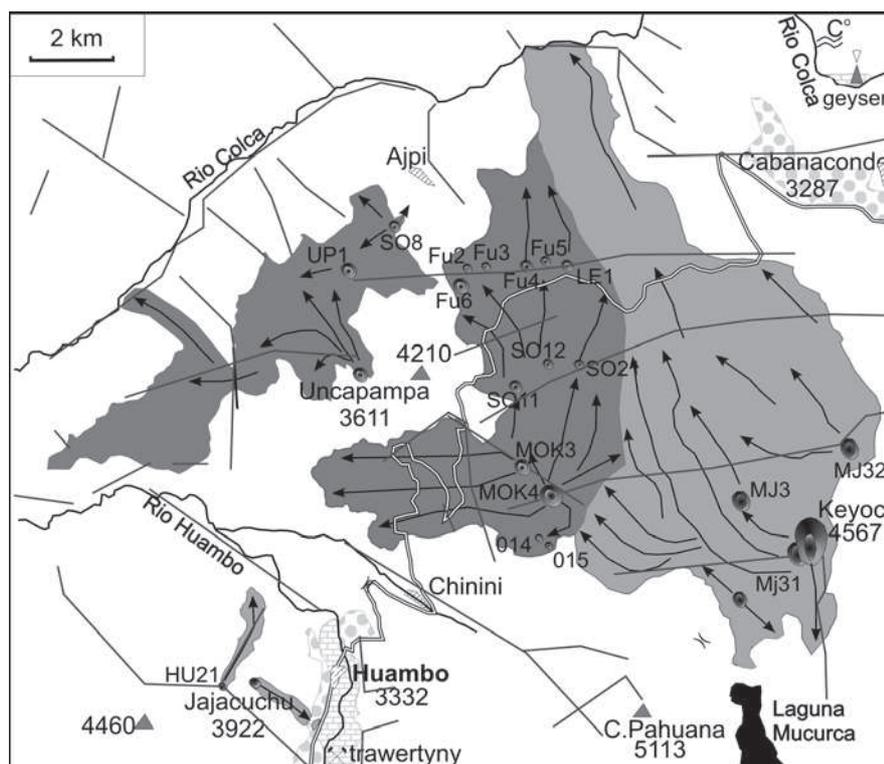
Najbardziej na południe znajduje się pole Uchan, przez które prowadzi droga z Huambo do Pedregal i dalej do Arequipy (rys. 5.8). Lawy z tego pola spływają długim na 10 km i wąskim potokiem na SW, docierając na wysokość 2200 m n.p.m. Lawy wykorzystywały wcześniej ukształtowaną dolinę rzeczną. W górnej części omawianego pola, na grzbiecie, zlokalizowano dwa stożki piroklastyczne: Uchan Sur (4177 m n.p.m.) i Tururunca (4024 m n.p.m.) oraz kopułę lawową H45. Efuzje law w środkowej części następowały z kopuł Q1 i Q2. Południowe zbocze Cerro Uchan Sur zbudowane jest z warstw białego pumeksu – tefry (osad deszczu piroklastycznego) prawdopodobnie należą do starszej formacji wulkanicznej.

## 5.8. Huambo – Cabanaconde

Obszar ten położony jest na zachód od stratowulkanu Hualca Hualca. Większość centrów erupcyjnych tego regionu znajduje się na rozległym płaskowyżu (3400–4300 m n.p.m.), którego brzeg tworzy południową krawędź Kanionu Colca. Wyróżniono w tym regionie trzy pola lawowe: Mojonpampa, Solarpampa i Uncapampa. Najstarsze erupcje miały miejsce na NE od wioski Chinini. Lawy wypływały z kilku kopuł (MOK3, 015, 014), z których największa (MOK4) ma obecnie wysokość względną ponad 100 m. Duża część law spływała kaskadą do doliny, gdzie leży Chinini, a pozostała część rozlewała się po płaskowyżu zbudowanym ze skał krystalicznych, nadbudowanym wulkanitami neogenu. Kolejne erupcje (SO11, SO12, SO21) miały miejsce bardziej na północ, na Solarpampie, na uskokach grawitacyjnych równoległych do przebiegu Kanionu Colca (SW-NE) (rys. 5.9). Prawdopodobnie były to wypływy szczelinowe, a aktywność uskoku trwała jeszcze po zakończeniu erupcji. Linia kopuł (FU2, FU3, FU4, FU5, FU6, LE1) jest wyraźnie podniesiona od strony Kanionu (załącznik 1). Nieco młodsze są lawy, których centra erupcji są położone w SE części pola lawowego Mojonpampa. Krawędzie tych potoków i miejsca erupcji są lepiej zachowane. Można wskazać co najmniej trzy kopuły (MJ3, MJ31, MJ32), z których potoki wypływały na zachód oraz na północ, płynąc wzdłuż granic potoków starszych law lub je przykrywając. Te ostatnie potoki dotarły aż do Kanionu, spływając stromą kaskadą niemal na jego dno. Najdłuższy potok ma 14 km. Także te potoki przecięte są wspomnianymi uskokami W-E. Pokrywa law Solarpampa – Mojonpampa ma powierzchnię około 100 km<sup>2</sup> (Galaś 2011). Najmłodszą formą wulkaniczną na tym polu lawy jest wulkan Keyoc (fot. 5.31, załącznik 1), który stanowi zwieńczenie kopuły lawowej (MJ31). Wysokość stożka wynosi 267 m, a nachylenie stoków od 28° do 31°. Na stokach występują pojedyncze kępy traw i krzewów. Nieznaczna nisza w stożku od południa daje początek potoku lawy, który ma ponad 2 km długości. Od podstawy do około 200 m wysokości stożek zbudowany jest z law blokowych. Tylko część wierzchołkowa pokryta jest ceglastoczerwoną scoria i aglutynatem. Jest to prawdopodobnie osad fontann lawowych charakterystycznych dla erupcji typu hawajskiego, a cały wulkan ma charakter kopuły lawowej.

Trzecie pole lawowe Uncapampa, oddzielone jest od wcześniej opisanych wysokim na około 600 metrów grzbieciem (4210 m n.p.m.; rys. 5.9) zbudowanym ze sfałdowanych kwarcytów (grupa Yura, jura/kreda), które przebija intruzja dacytu (pliocen). Lawy na polu Uncapampa pochodzą z I generacji. Centra erupcji są znacznie zniszczone erozją, a przebieg

potoków lawowych jest tylko miejscami możliwy do odczytania. Powierzchnia law tworzy płaskie stoki nad Kanionem Colca, pochylone łagodnie na SW. Brzegi tego pola lawowego są erozyjne. Wyróżniono tu trzy centra erupcyjne (SO6, SO8 i UP1). U podnóża grzbietu znajduje się wulkan – Uncapampa (3611 m n.p.m.), w centrum pola leży natomiast zerodowana kopa (3459 m n.p.m.). Mała kopa (3585 m n.p.m.) znajduje się też na krawędzi grzbietu erozyjnego ponad wioską Ajpi. Z tego centrum lawy wypływały na obie strony grzbietu.



**Rys. 5.9.** Występowanie grupy Andahuay w regionie Huambo-Cabanaconde (region G patrz rys. 2.3).  
Objaśnienia jak do rysunku 5.2 (Gałaś 2008, zmienione)

Pozostałe erupcje w tym rejonie miały znacznie mniejszy zasięg. Dwa wypływy lawy znajdują się na grzbietach Toyapampacuchu (HU21) i Jajacuchu nad Huambo. Potoki lawy spłynęły na obie strony grzbietów, a najdłuższy (4 km) zatrzymał się u podstawy stoku Doliny Huambo. Na południe od centrum, w miejscowości Huambo, wyróżnia się wysokie na około 4 m płaskie wzniesienie zbudowane z law blokowych. W większej części wzniesienia porasta roślinność w tym młode drzewa.

Część Doliny Huambo na wysokości od 3830 do 3200 m wypełniona jest kilkudziesięciometrowej miąższości i około 10-kilometrowej długości pokrywą trawertynu, związanego zapewne z działalnością wulkaniczną. Powstał prawdopodobnie od plejstocenu a miejscami wytrąca się także obecnie.



**Fot. 5.31.** Wulkan Keyoc widziany od południowego zachodu, na pierwszym planie lawy blokowe na polu Mojonpampa (fot. N. Utnicka-Łydek)

## 6. Wiek erupcji

Grupa Andahua jest jednostką litostratygraficzną obejmującą pokrywy lawowe i stożki piroklastyczne zazębające się z osadami rzecznyymi powstałymi współcześnie (Caldas 1993). Znaczne rozprzestrzenienie powoduje, że wulkanity Andahua przykrywają różne jednostki, z których zbudowana jest Kordyliera Zachodnia. Najstarszymi utworami są prekambryjskie gnejsy masywu Arequipa, odsłaniające się w Kanionie Colca poniżej pola lawowego Mojonpampa, z którego spływa pojedynczy potok lawy. Ten sam potok przykrywa obfitujące w faunę wapienie jurajskiej formacji Socosani (tab. 2.1) oraz kredowe intruzje granitoidowe. W Dolinie Wulkanów, w spągu law Andahua, znajdują się różne ogniwa grupy Yura, formacji Murco oraz grup Tacaza i Barroso. Formacje Arcurquina i Huanca lawy Andahua przykrywają na Pampie Jaran. Formacja Alpbamba jest przykryta w masywie Antapuna, a formacja Sencca w dolinie Rio Molloco. W dolinach wypełnionych produktami grupy Andahua, jak np. Dolina Wulkanów, pod lawami znajdują się holoceni i plejstoceni osady rzeczne oraz deluwia. W dolinach Colca i Sora lawy przykrywają plejstoceni osady jeziorne (fot. 6.1).

Starsze produkty aktywności grupy Andahua są miejscami przykryte przez klastyczne osady czwartorzędowe. W dnie doliny Glorihuasi lawy zasypane są rzecznyymi żwirami, a na stokach osady piroklastyczne koluwiami. Na polu lawowym Uncapampa plejstoceni koluwia zbudowane ze zwietrzałych dacytów (pliocen) schodzą na płaską powierzchnię potoków law Andahua. W rejonie kopalni Ares relikty budowli wulkanicznych pogrzebane są w osadach lodowcowych.

Przy sporządzaniu map tej grupy przyjęto prosty podział na trzy generacje wiekowe: I starszą (plejstocen), II pośrednią (plejstocen-holocen) i III młodą (holocen i czasy historyczne) (Galaś & Paulo 2005).

Powierzchnia starszych, plejstoceni law jest zwietrzała, wyrzeźbiona erozyjnie, pokryta roślinnością, bywa wykorzystywana jako pola uprawne, np. w okolicy Andagua. Bloki lawy są gładkie, a granice dawnych potoków lawy – niewyraźne, np. w dolinach Glorihuasi, Rio Tambo i Rio Colca (fot. 6.2). Lawy zazębają się z osadami rzecznyymi (koło Calera w dolinie Rio Colca), a w strefie wysokogórskiej noszą wyraźne ślady erozji glacialnej i peryglacialnej (kopuła Umajala, Antapuna). Koło Orcopampa lawy tej grupy wiekowo zazębają się miejscami z utworami glacialnymi. Najstarsze skały koło miejscowości Chivay w dolinie Rio Colca, datowane metodą K-Ar, liczą około 500–300 ka lat (rys. 6.1). Podobne wyniki 270 ka lat dały datowania wykonane tą samą metodą skał koło wulkanu Ticsho w Dolinie Wulkanów (Kaneoke & Guevara 1984).



**Fot. 6.1.** Spąg potoku lawowego i spieczone osady jeziorne w Dolinie Sora

Na lawach grupy pośredniej, z końca plejstocenu i początku holocenu, powstały inicjalne gleby, które porastają niekiedy trawy, kaktusy lub krzewy. Formy wulkaniczne są często mocno zerodowane (fot. 6.3). Lawy tej grupy koło miejscowości Calera w dolinie Rio Colca datowano metodą K-Ar na około 90 ka lat (Kaneoke & Guevara 1984).



**Fot. 6.2.** Pokryta zwietrzeliną i glebą powierzchnia pola lawowego I generacji na wierzcholinie Cerro Gloriahuasi

Powierzchnia młodych, holocenijskich law przypomina żużel, jest ostra, miejsca wypływu law czytelne, zbocza potoków lawowych strome i mało stabilne, a struktury płynięcia wyraźne (fot. 6.4). Zwęglone resztki roślin odnaleziono na kilku młodych formach wulkanicznych, występujących koło Andagua, zbadano metodą  $^{14}\text{C}$ . Powstały one w okresie od 4050 do około 370 lat temu. (Cabrera & Thouret 2000), a datowanie dla wulkanu Chilcayoc Grande wskazuje na erupcję około 1451–1523 r. (Delacour *et al.* 2007). Wydaje się, że niektóre formy z pionierską roślinnością i zaczątkiem erozji mogą być nieco starsze, np. wulkany Yanamauras czy Jechapita, stąd można przypuszczać, że stadium III obejmuje cały holocen.



**Fot. 6.3.** Czoło potoku lawowego II generacji erodowane przez Rio Colca.  
Po lewej stok zbudowany z law grupy Barroso

W Dolinie Wulkanów stosunkowo liczne erupcje na małej przestrzeni pozwalają na wyróżnienie kilku epizodów. Według Cabrera & Thouret (2000) mogą to być cztery epizody, przy czym najstarszy obejmuje wszystkie erupcje z plejstocenu aż do wczesnego holocenu, a kolejne obejmują wyłącznie holocen: wczesny, środkowy i późny wraz z czasami historycznymi. Podział ten powstał na podstawie morfometrycznych badań stożków piroklastycznych, a słabość tej metody w przypadku law grupy Andahua opisano wcześniej. Niemniej należy wyraźnie zaznaczyć, że w Dolinie Wulkanów aktywność wulkaniczna w holocenie składała się z kilku epizodów (rys. 6.1).

Najmłodsze utwory rozpoznano na stożku piroklastycznym Chilcayoc Chico ( $370 \pm 50$  lat, Cabrera & Thouret 2000). Tak więc wybuchał on, gdy Hiszpanie dokonali już podboju imperium Inków. Bez wątplenia młodsze są lawy z kopuły Niñamama. Ze szczeliny u podstawy potoku, blisko źródłowej kopuły lawowej, w 2003 roku wydobywał się siarkowódór. Jeśli miałyby być prawdziwa informacja o aktywności stożka żużlowego w Dolinie Andahua (inna nazwa Doliny Wulkanów) w 1913 r. (Simkin & Siebert 1994), to mogła być to właśnie efuzja law z kopuły Niñamama.

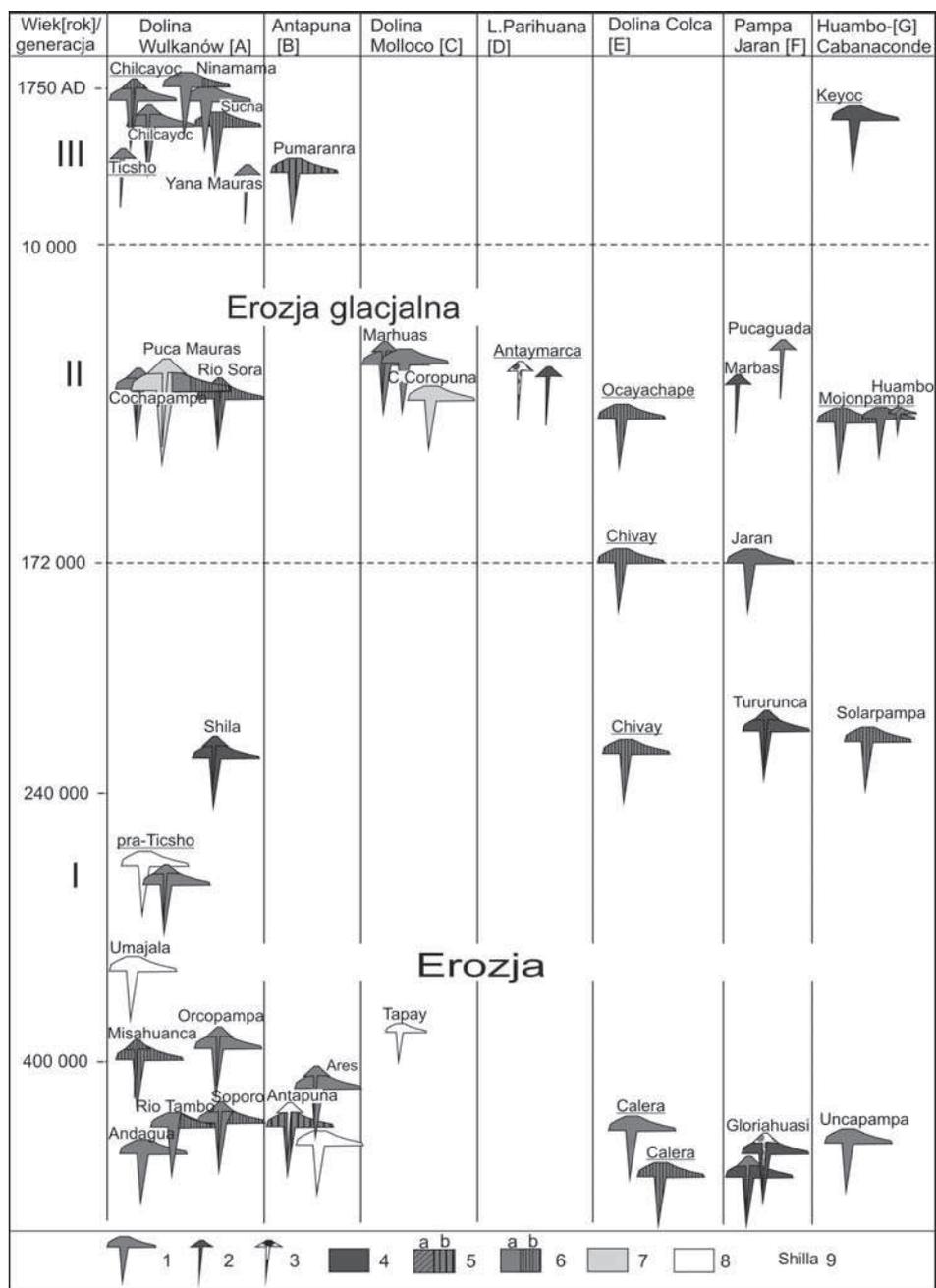


**Fot. 6.4.** Lawy blokowe i aa na powierzchni potoku lawowego III generacji wypływającego z kopuły Pumaránra

Zweryfikować należy też stosowanie w stosunku do całej grupy pojęcia „wulkany monogenetyczne”. W ten sposób określa się centrum erupcji, które było aktywne w pewnym przedziale czasu, ale po wygaśnięciu nie doszło do ponownego uaktywnienia (Francis & Oppenheimer 2004). Na pierwszy rzut oka sądzić można, że większość stożków piroklastycznych i kopuł lawowych grupy Andahua była aktywna tylko raz i to przez krótki czas. Najbardziej czytelne jest to w przypadku izolowanych kopuł:

- Jullulluyoc,
- Jajacuchu,
- Anchalla.

Znacznie częściej jednak pola lawowe, na których występuje więcej niż jedno centrum erupcji, mogą zawierać szczeliny i kopuły ukryte pod młodszymi potokami law. Przykładowo wulkan Puca Mauras stoi na przecięciu dwóch systemów szczelin, którymi doprowadzana była magma do kilku centrów erupcyjnych. Wulkan Ticsho, także zaliczany do wulkanów monogenetycznych, stoi na kopule lawowej pra-Ticsho. Odnowienie tego centrum erupcyjnego nastąpiło po przeszło 0,25 miliona lat przerwy. Praktycznie wszystkie datowania wykonane na materiale pochodzącym ze stożków piroklastycznych wskazują na ich bardzo młody wiek. Zapewne są one znacznie młodsze od kopuł lawowych znajdujących się w ich podłożu lub sąsiedztwie. Można zatem wysunąć wniosek, że centra erupcyjne grupy Andahua mogą być zarówno monogenetyczne, jak i poligenetyczne, co jest ważną przesłanką dla prognozowania zagrożenia erupcjami.

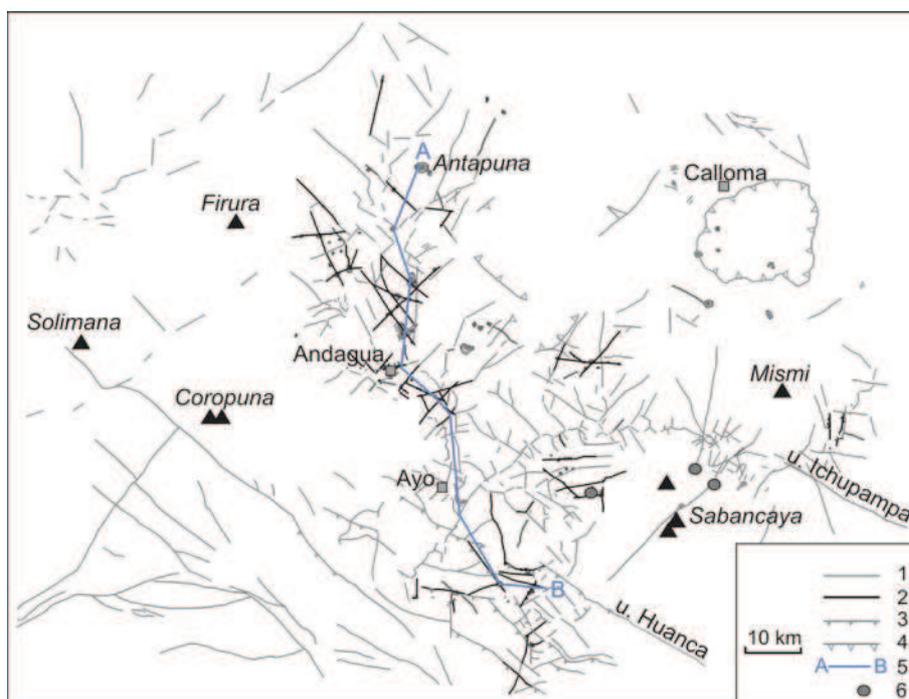


**Rys. 6.1.** Chronostratygrafia grupy Andahuay z uwzględnieniem form i różnic litologii (Gałaś 2012). 1–3 formy wulkaniczne: 1 – kopyły i pola lawowe, 2 – stożki piroklastyczne, 3 – stratowulkany, 4–8 typy skał: 4 – mugearyt, 5 – a) andezyt i b) fenoandezyt, 6 – a) benmoreit i b) latyt, 7 – trachit, 8 – nierozpoznane, 9 – pola lawowe (datowane zostały podkreślone)

## 7. Związki lokalizacji centrów erupcji z tektoniką

Na omawianym fragmencie Kordyliery Zachodniej można wyróżnić dwa odmienne style zaangażowania tektonicznego: fałdowo-nasunięciowy w południowo-zachodniej części oraz zrębowo-płytkowy, z niewielkim udziałem deformacji fałdowych, w pozostałej części (rys. 2.4).

Z wypiętrzaniem Andów w czwartorzędzie związane są długie uskoki normalne o przebiegu NW-SE, zrzucające skrzydła SW. Na skraju Kordyliery Zachodniej wyróżniono dwie równoległe do linii brzegowej strefy takich uskoków: Huanca (bliżej brzegu kontynentu) i Ichupampa (rys. 7.1).



**Rys. 7.1.** Główne uskoki i lineamenty na obszarze badań. 1 – uskoki i lineamenty, 2 – uskoki i lineamenty wykorzystywane przez magmę, 3 – nasunięcia, 4 – kaldery, 5 – linia przekroju geologicznego (rys. 7.6), 6 – hipocentra trzęsień ziemi o magnitudzie > 4 stopni Richtera (Antayhuna *et al.* 2002)

Są one łatwe do prześledzenia w obszarze występowania fałdów i nasunięć i mniej wyraźne poza nim. Na omawianym terenie działanie sił transtensyjnych i lewoskrętnych ruchów w strefie obu wymienionych uskoków doprowadziło do powstania struktur z odciągania typu pull-apart. Stworzyło to idealne warunki do otwarcia głębokich szczelin w skorupie i migracji ku powierzchni magmy. Tak wyjaśnia się między innymi aktywność wulkanu Sabancaya. Najbardziej na północ wysunięta strefa pull-apart zaznacza się w terenie jako Kanion Colca (Mering *et al.* 1996).

Ruchy tektoniczne w Dolinie Wulkanów są nadal aktywne. Uskoki obserwowane w mezozoicznym podłożu kontynuują się czasami w czwartorzędowych koluwiach, a nawet przecinają młodsze od nich lawy Andahua. W strefie ujścia Doliny Wulkanów do Kanionu Colca istnieją uskoki przecinające potoki law płynących z kopuł z rejonu Sucna (holocen) (fot. 7.1 i 7.2). Innym przykładem współczesnej aktywności tektonicznej jest uskoki zrzutowo-przesuwczy poniżej Laguny Pumajallo, gdzie rzeka Andahua wrzyna się pomiędzy pokrywę law a wschodnią krawędź rowu zbudowaną z jurajskich piaskowców. Brzeg doliny stanowi aktywną krawędź tego rowu o kierunku N150, o czym świadczy zniszczony betonowy most (zbudowany w roku 2000), którego przyczółki przed rokiem 2003 odsunęły się, powodując, że łącząca je płyta spadła do koryta rzeki (fot. 7.3, Gałaś 2008). W roku 2003 funkcjonował przejazd w bród przez rzekę na drodze Andagua – Soporó – Chachas, lecz pięć lat później stał się niemożliwy, gdyż koryto wcięło się około 4 m w aluwia.

Aktywność wulkaniczna grupy Andahua rozpoczęła się prawdopodobnie w środkowym plejstocenie. Na omawianym obszarze układ głównych struktur tektonicznych był zbliżony do dzisiejszej sytuacji. Wyróżniono cztery systemy uskoków (Gałaś 2011): 1) grawitacyjny, o biegu N-S, 2) grawitacyjny o kierunku NW-SE i WNW-ESE, 3) przesuwczy, lewoskrętny, około NW-SE oraz 4) system grawitacyjny W-E i NE-SW.



**Fot. 7.1.** Uskoki grawitacyjne prawdopodobnie typu kwiatowego, przecinające plejstocenijskie wulkanity grupy Barroso i holocenijskie lawy Andahua. Ujście Doliny Wulkanów do Kanionu Colca, widok na południe



**Fot. 7.2.** Uskok grawitacyjny nożycowy, w rejonie ujścia Doliny Wulkanów do Kanionu Colca, widok ku północy



**Fot. 7.3.** Most na rzece Rio Andahua zniszczony wskutek działania uskoku przesuwczego na krawędzi rowu tektonicznego Doliny Wulkanów

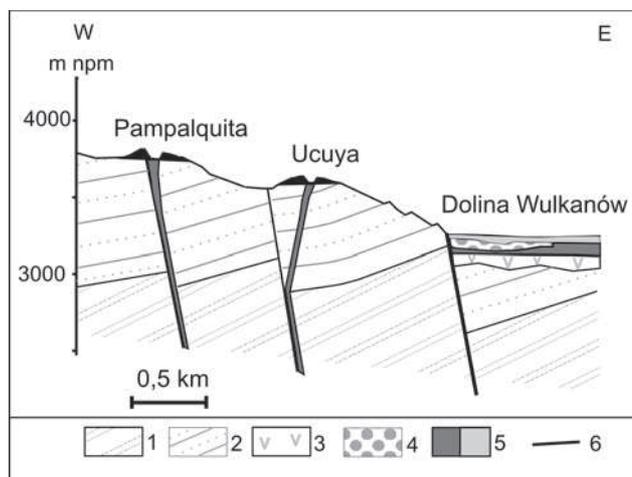
**W Dolinie Wulkanów** centra erupcji nawiązują do różnych struktur związanych z budową rowu tektonicznego.

Grupa czterech kopalń (VCO1-3) położonych na zachód od miejscowości Andagua, u wylotu bocznej doliny Rio Tambo (rys. 5.2) znajduje się na wiszącym skrzydle uskoku schodowego ograniczającego rów tektoniczny. Przedłużeniem tego progu jest drugorzędny rów Doliny Rio Tambo o przebiegu NW-SE (system 2). Dolina Rio Tambo przecięta jest

uskokiem poprzecznym, który dzieli ją na dwa bloki – wiszący i zrzucony. Jednocześnie północna krawędź tego rowu załamuje się pod kątem niemal 90° na dwa odcinki, co jest efektem działania uskoku przesuwczego NW-SE (system 3). Kopyły lawowe, leżące w dnie doliny Rio Tambo (Dk4 i Dk9), oraz wymieniona wcześniej grupa czterech kopców nad Doliną Wulkanów są położone wzdłuż jednej linii uskoku o przebiegu NW-SE.

Podobna sytuacja ma miejsce na południe od Andagua, nad miejscowością Soporo położone są trzy centra erupcyjne z I okresu aktywności. Wulkan Ucuya znajduje się około 80 m powyżej dna Doliny Wulkanów na stoku, który stanowi skrzydło wiszące uskoku schodowego ograniczającego rów tektoniczny. Nieco powyżej, na kolejnym progu, znajduje się wulkan Pampalquita (rys. 7.2).

Bardziej na północ, na polu lawowym Misahuanca, największe centrum erupcyjne Collopampa i znacznie mniejsza kopa Achacara związane są ze wschodnią krawędzią rowu tektonicznego, która na tym odcinku ma przebieg N-S (rys. 5.2). Przy tej samej krawędzi, około 3 km, na południe, znajduje się mały wulkan Panahua. Pozostałe centra erupcyjne tego pola wykorzystują jednak uskoki skośne do rozciągłości rowu tektonicznego. Wulkan Cerro Mauras, położony nieco na północ od kopyły Collopampa, zawiera fragmenty starszego stożka przesuniętego względem obecnego krateru o kilkadziesiąt metrów na zachód, co wyznacza kierunek NW-SE. Kierunek ten odpowiada wyraźnej strefie uskoku, która przecina przeciwny stok Doliny Wulkanów, tworząc niewielką odnogę, w której położona jest osada Chilcaymarca. Na przedłużeniu linii tej nieciągłości w kierunku NW występuje kopa lawowa Jullulluyoc.



**Rys. 7.2.** Przekrój geologiczny przez zespół uskoku schodowych tworzących krawędź rowu tektonicznego Doliny Wulkanów k. Soporo. 1 – skały osadowe (J – jura), 2 – skały osadowe (Cr – kreda), 3 – grupa Barroso, 4 – aluwia, 5 – lawy grupy Andahua I i III generacji, 6 – uskoki

Dolina Wulkanów na północy rozwidła się na dwie odnogi mające wyraźne założenia tektoniczne. Dolinę Chilcaymarca, mającą kierunek NW-SE, przegradza pole lawowe zwieńczone wulkanem Mauras. Wulkan Mauras stoi więc na przecięciu dwóch systemów rowów tektonicznych – Doliny Wulkanów N-S i Doliny Chilcaymarca NW-SE.

Bardziej na południe wulkan Panahua, kopuła Tororocsa oraz wulkan Chalhue Mauras wyznaczają niemal równoleżnikową strefę uskoku poprzecznego do przebiegu doliny Wulkanów (rys. 5.2).

Największa erupcja w Dolinie Wulkanów związana jest z polem Puca Mauras, a centra erupcyjne tego pola przywiązane są do wschodniej krawędzi rowu tektonicznego (rys. 5.2). Położenie poszczególnych kopuł wskazuje na uszeregowanie wzdłuż dwóch drugorzędnych systemów szczelin uskokowych. Jest to system NW-SE wyznaczony przez centrum Chipchane, Puca Mauras oraz kopuły V8 i V8D. Na przedłużeniu linii tego uskoku uformowana jest niewielka odnoga po przeciwnej stronie doliny Wulkanów. System ten odpowiada także za przebieg doliny Rio Sora. Drugi system NE-SW łączy wulkany Santa Rosa, Santa Rosa Sur, Puca Mauras, kopuły V8B, TK5 i T3 oraz wulkan Ticsho. Przedłużeniem tej nieciągłości jest próg doliny Rio Tambo zawieszony 400 m nad Doliną Wulkanów.

Centra erupcji (MS1, MS2, MS6 i Yana Mauras) uszeregowane są wzdłuż krawędzi rowu tektonicznego NW-SE, który tworzy Dolina Rio Sora (rys. 5.2). Wyjątkiem są stożek Pabellon i kopuła MS6, położone w osi doliny i związane z progowym uskokiem poprzecznym NE-SW. Dolinę Rio Sora zamyka od północy linia (W-E) dwóch kopuł i wulkanu Misahuana Mauras. Na przedłużeniu rowu w kierunku NW znajduje się kopuła lawowa Umajala.

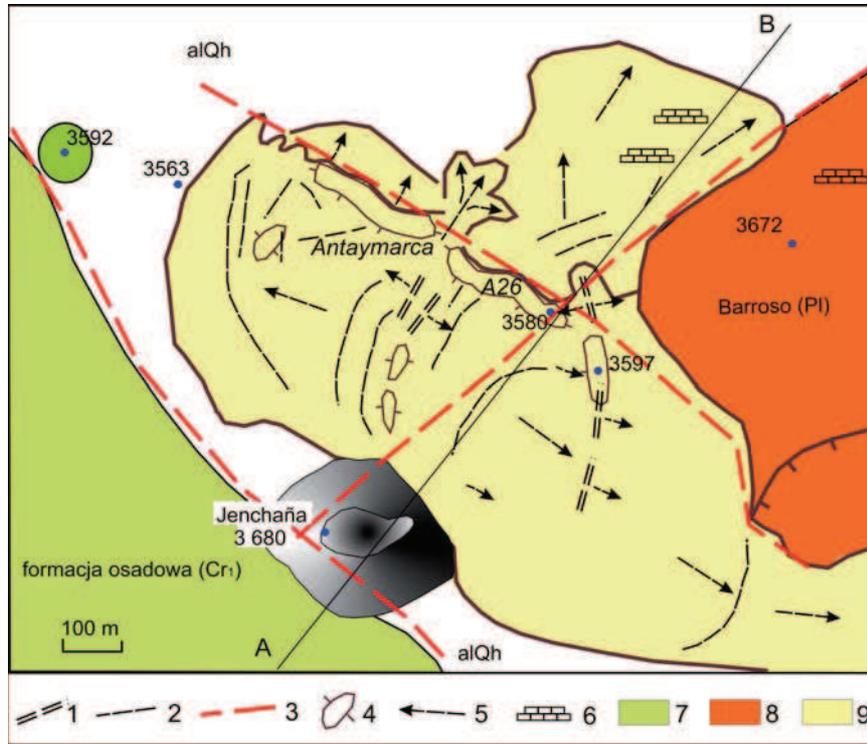
Najmłodsze erupcje grupy Andahua miały miejsce w środkowej części Doliny Wulkanów (w okolicy Andagua), która jest obszarem nakładania się wszystkich występujących w tej części Kordyliery systemów uskokowych, tj. NW-SE, SW-NE, N-S. Możliwe, że złożoność budowy i tensyjny charakter niektórych stref uskokowych umożliwiły ruch magmy i erupcje także blisko osi rowu tektonicznego.

Bardzo wyraźna jest linia centrów erupcji Jenchaña-Antaymarca-A26-A5-Niñamama związana z uskokiem normalnym NE-SW, przecinającym w poprzek Dolinę Wulkanów na południe od Andagua. Wulkan Jenchaña i kopuła Antaymarca są położone także na przecięciu z uskokiemi NW-SE stanowiącymi krawędź rowu (rys. 7.3 i 7.4).

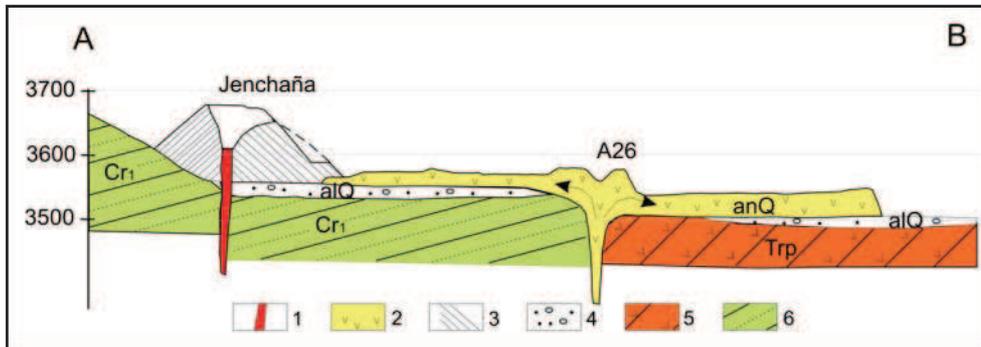
Jeszcze bardziej na południe centra erupcji grupują się w trzech strefach (rys. 7.5). Jechapita, Chico i Chilcayoc położone są blisko zachodniej krawędzi rowu, ale także na wylocie zawieszony doliny, w której mieści się miejscowość Soporó. Druga strefa z wulkanem Chilcayoc Grande i sąsiednimi kopułami (S1, S2, S4 oraz Ch21 i Ch22) występuje w osi Doliny Wulkanów naprzeciwko wylotu odnogi z Laguną Chachas. Bardziej na południe, w rejonie miejscowości Sucna, grupa kopuł przegradza małą boczną dolinę, łączącą się z Doliną Wulkanów w miejscu, gdzie następuje skręcenie jej osi z NW-SE na N-S. Kopuły S61-S62 wykorzystują krawędź rowu Doliny Wulkanów, a pozostałe (S6, S61, S64) położone są wzdłuż linii uskoku NNE-SSW.

Wysoko ponad dnem Doliny Wulkanów (ponad 2 tys. metrów przewyższenia) położone są centra wulkaniczne grupy Andahua koło kopalni Shila. Kopuły A131 i A13 oraz stożek Ticlla są ułożone subrównoleżnikowo i nawiązują do krawędzi miocenijskiej kaldery Huayta. Pole ograniczają głęboko wcięte doliny o przebiegu NE-SW (rys. 5.4).

W Dolinie Wulkanów centra erupcji często znajdują się na krawędzi rowu tektonicznego Doliny lub na skrzydłach wiszących uskoków schodowych, które go tworzą. Są także usytuowane wewnątrz rowu, gdzie nawiązują do struktur rozwiniętych w jego dnie, tj. uskokiów przesuwczych i zrzutowo-progowych. Wymienione uskoki reprezentują wszystkie 1-4 systemy wykorzystywane przez magmy zasilające wulkany grupy Andahua.

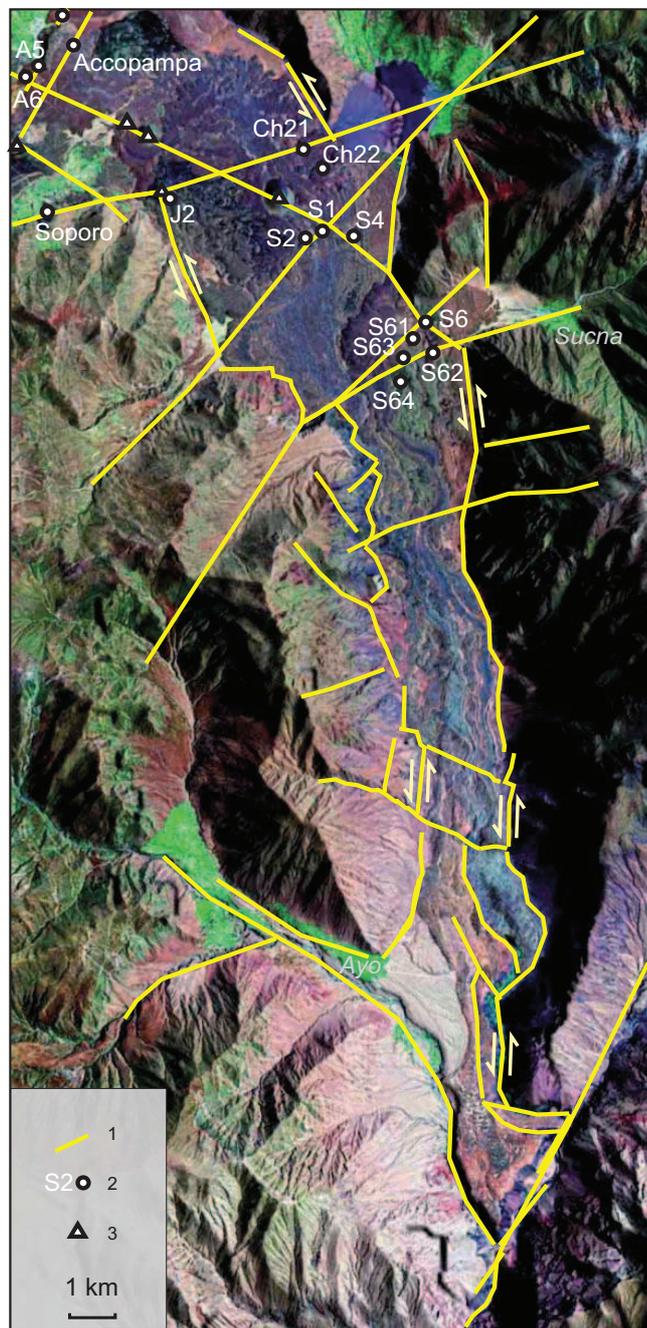


**Rys. 7.3.** Wulkan Jenchaña, kopuła Antaymarca, A26 i ich związki z uskokami (Galaś & Paulo 2005 zmienione). 1 – bruzdy, 2 – szczeliny, 3 – uskoki, 4 – spiętrzenia, 5 – kierunek płynięcia, 6 – ruiny osady, 7 – wapień i kwarcyty (Cr), 8 – wulkanity grupy Barroso (Tr), 9 – lawy grupy Andahua (Q)



**Rys. 7.4.** Przekrój geologiczny przez wulkan Jenchaña i kopułę A26 (Galaś & Paulo 2005 zmienione). 1 – komin wulkaniczny, 2 – lawa blokowa i aa (anQ – grupa Andahua), 3 – tefra, 4 – żwiry (alQ – aluwia czwartorzęd), 5 – tufy (Trp – grupa Barroso), 6 – kwarcyty (Cr<sub>1</sub> – kreda dolna)

W I okresie lawy wydostawały się na powierzchnię z centrów erupcji położonych na krawędziach rowu tektonicznego Doliny Wulkanów. Główne drogi migracji magmy odpowiadały strefom uskoków NW-SE, a mniejsze znaczenie miał system N-S.



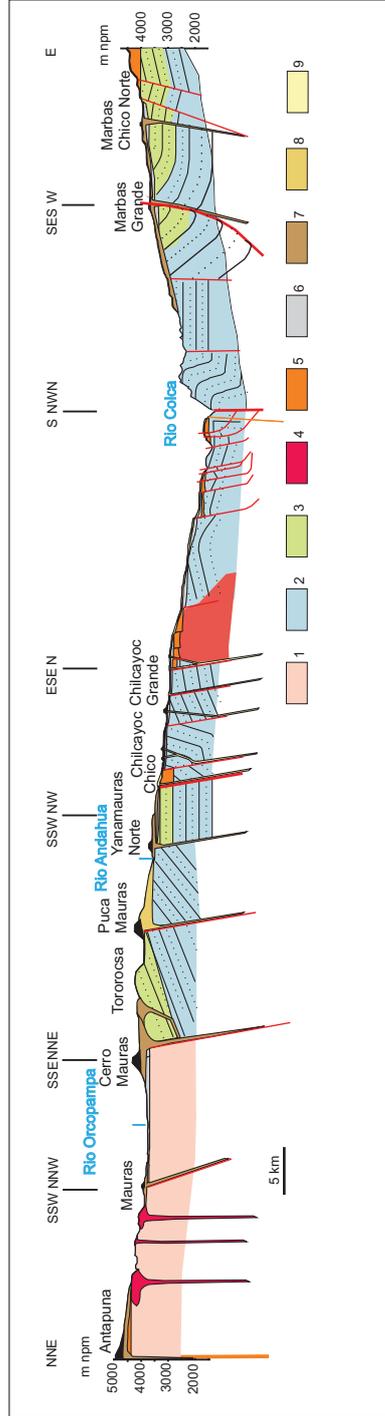
**Rys. 7.5.** Rozmieszczenie centrów erupcyjnych i przebieg uskokiów w południowej części Doliny Wulkanów na obrazie satelitarnym (Landsat 7). 1 – uskoki, 2 – kopuły lawowe, 3 – stożki piroklastyczne

Podczas erupcji drugiej generacji aktywność miała miejsce na północ od przecięcia trzech rowów tektonicznych: północnej i środkowej części Doliny Wulkanów oraz łączącej się z nimi od zachodu Doliny Sora (rys. 5.2). Odmienne, w stosunku do starszego okresu aktywności, są szczeliny o kierunkach W-E i NE-SW, które przecinają w poprzek lub ukośnie struktury rowów tektonicznych. Zgrupowane centra erupcji, jak np. wokół wulkanu Puca Mauras, nawiązują do stref przecinania się uskoków NW-SE i NE-SW.

Strefy uskoków o biegu N125 bieżą skośnie przez centralną część doliny a wyznaczono je, opierając się na liniach: Ticsho-Chilcayoc-Chilcayoc Grande oraz kopule DK4-Cochapampa-Jenchaña (rys. 7.5, Delacour *et al.* 2007). Trzeba jednak zauważyć, że te linie łączą centra erupcji, które były aktywne w różnym, choć niezbyt odległym czasie. Erupcja Ticsho datowana jest na 4050 BP, Chilcayoc 350 BP (Cabrera & Thouret 2000), a Chilcayoc Grande w 500 BP (Delacour *et al.* 2007). W drugiej linii erupcje następowały w znacznie szerszym interwale: DK4 – środkowy plejstocen, kopuła Cochapampa – przełom plejstocen/holocen, a wulkan Jenchaña – późny holocen. Oczywiście można przyjąć, że następowało odmładzanie stref uskokowych i erupcje pojawiały się w różnych miejscach na tej samej linii. Byłoby to uzasadnione, gdyby aktywność przejawiała się silnymi erupcjami i zaangażowaniem na dużej powierzchni. Łatwiej jednak przyjąć, że w jednym okresie magma wykorzystywała tylko jeden system tensyjnych szczelin uskokowych, tym bardziej że mamy do czynienia z dość spokojną aktywnością wulkaniczną typu hawajskiego, strombolińskiego a wyjątkowo vulcaniańskiego. Należy potwierdzić, że w środkowej części Doliny Wulkanów, o osi ukośnej względem pozostałych części (północnej i południowej) możliwe jest istnienie stref uskokowych równoległych do tej osi, a więc o kierunku NW-SE (N125 zdaniem Delacour *et al.* 2007, Żaba *et al.* 2010). Wydaje się jednak, że aktywność w tym czasie obejmowała linię kończącą się na kopułach Antaymarca i A26 koło wulkanu Jenchaña na północy (rys. 5.2). W czasie gdy były aktywne wulkany Chilcayoc i Chilcayoc Chico, istniała strefa poprzecznych do osi rowu uskoków normalnych na linii Jenchaña-Antaymarca-A26-A5-Niñamama (rys. 7.5, 7.6, 7.7). Linijne położenie centrów erupcyjnych, wzdłuż tego uskoku, potwierdza tezę, że młodoczwartorzędowa aktywność w Dolinie Wulkanów odbywała się na uskoku o biegu NE-SW, poprzecznych do osi doliny (fot. 7.4).

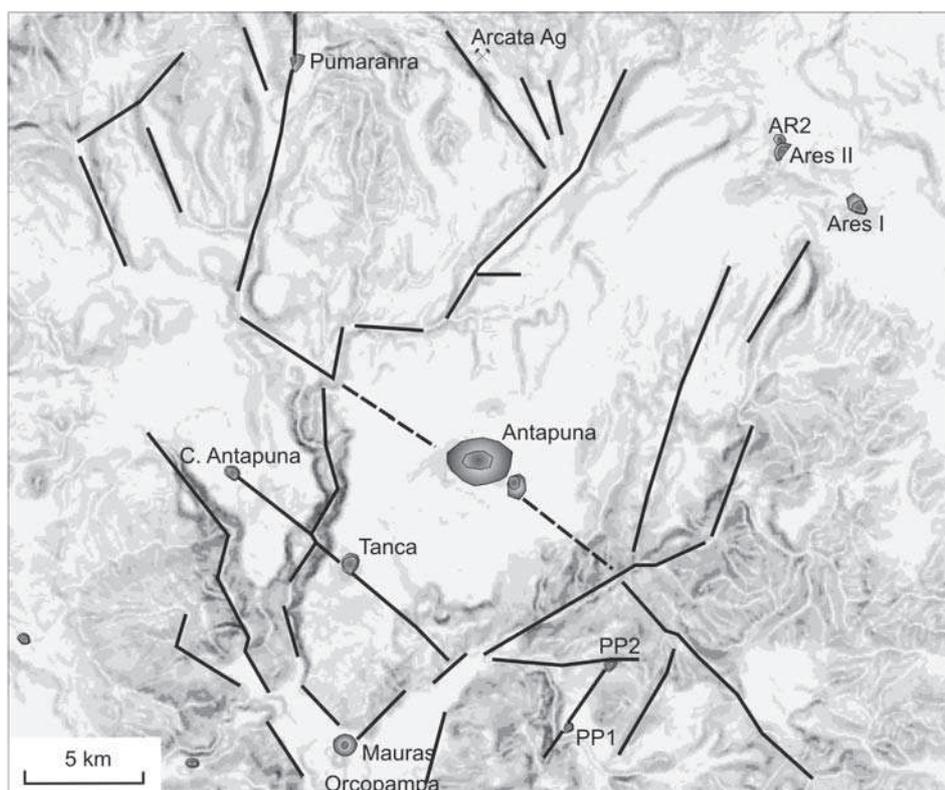


**Fot. 7.4.** Potoki lawowe spływające z kopuł A26, A5 i A6 położonych na uskoku Jenchaña-Niñamama. Widok z południa ku północy. W tle wulkany Yanamauras (po lewej) i Puca Mauras



**Rys. 7.6.** Przekrój geologiczny A-B (linia przekroju rys. 7.1) przez Dolinę Wulkanów i pole lawowe Jaran. 1 – formacja wulkaniczna Sarpane, 2 – skały osadowe (jura), 3 – skały osadowe (kreda), 4 – intruzje magmowe, 5 – grupa Barroso, 6 – aluwia, 7-9 – grupa Andahuay (7 – plejstocen, 8 – plejstocen-holocen, 9 – holocen)

Dolinę Wulkanów zamyka od północy **masyw Antapuny** ograniczony dolinami Huancarama i Misapuquio, które mają przebieg NE-SW (rys. 5.5). Centrum erupcyjne tego masywu – kopuła Tanca, położona 800 m ponad dnem Doliny Wulkanów, sąsiednia kopuła Cerro Antapuna, położone są wzdłuż linii NW-SE. Wulkan Antapuna związany jest prawdopodobnie ze strefą równoległej nieciągłości. Tezę tę potwierdzają uskoki wzdłuż linii Rio Soncapalca i Quebrada de Secque. Mniej czytelne, ale prawdopodobnie także powiązane z tym systemem są pozycje kopuł lawowych (PP1, PP2) na Pampa Pisaca (rys. 7.7).



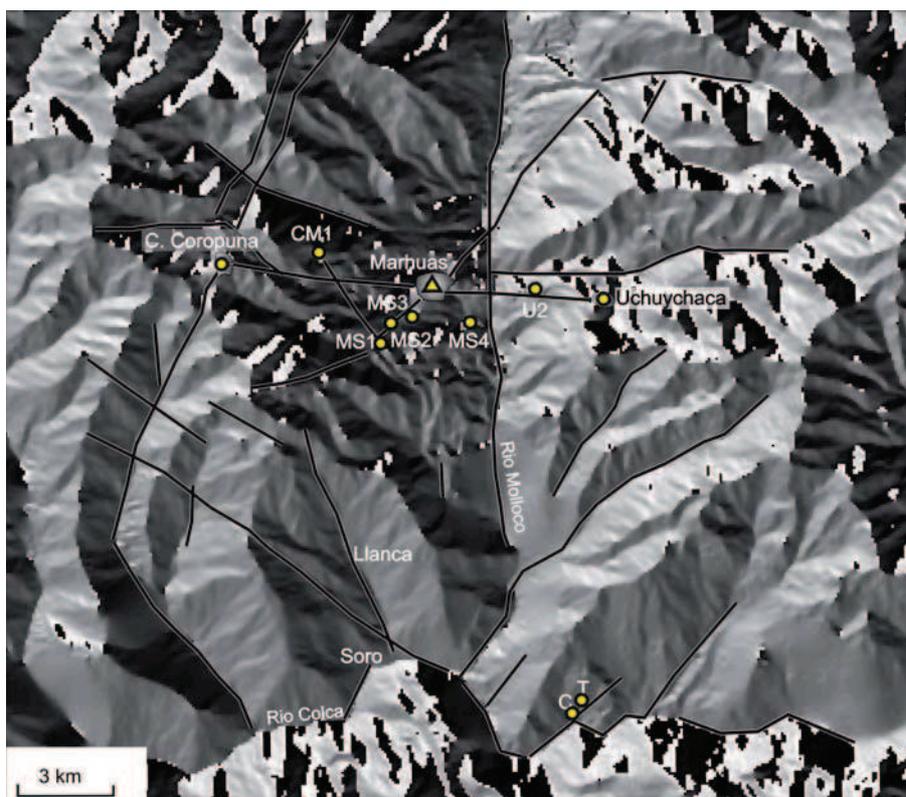
**Rys. 7.7.** Mapa spadków terenu (wygenerowana z numerycznego modelu terenu – NMT) z głównymi uskokami w regionie Antapuny

Centra erupcyjne położone bardziej na północ w masywie C. Caychaya (Ares I, Ares II i AR2) i próg U-kształtnej doliny Laguny Corococha wyznaczają linię NW-SE. Może to być analogiczny system nieciągłości (rys. 7.6) jak w masywie Antapuny.

Kopuła Pumaránra (holocen) położona jest na zachód od dobrze rozpoznanej strefy żył polimetalicznych rud srebra Arcata. W złożu dominuje układ żył szczelinowych powstałych prawdopodobnie w pliocenie, rozwiniętych w strefach uskoku grawitacyjnych i przesuwczych (Paulo & Gałaś 2008) o rozciągłości W-E przechodzący w NW-SE. Układ lineamentów potwierdza obecność stref uskoku o kierunku NW-SE oraz NNE-SSW. Trudno wskazać, który z systemów wykorzystała magma w tym przypadku.

**Dolinia Rio Molloco** powstała w rowie tektonicznym i ma kierunek N-S na odcinku interesującym z punktu widzenia aktywności wulkanicznej (rys. 5.6). Omawiany obszar znajduje się na przedłużeniu strefy uskokowej Ichupampa (rys. 7.1).

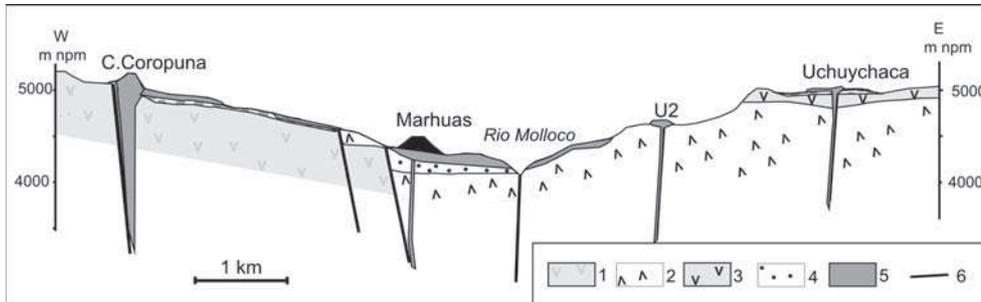
Centra erupcyjne grupy Andahua położone są zarówno w dnie rowu Doliny Molloco, jak i w zawieszonych dolinach po obu jej stronach. Lawy spływają do Doliny ze stosunkowo szerokodennych (1–2 km) doliny o osiach W-E (rys. 7.8). Wzdłuż linii W-E układają się centra: Cerro Coropuna – M3 – Marhuas – U2 – Uchuychaca (rys. 7.9). Druga linia: Marhuas-M3-M2-M1 biegnie dnem doliny i ma kierunek NE-SW (Gałaś 2011).



**Rys. 7.8.** Mapa ekspozycji terenu (wygenerowana z NMT) z głównymi uskokami w regionie Dolina Molloco. Zaznaczono centra erupcji grupy Andahua

Wydaje się, że w tym przypadku mamy do czynienia z fazą początkową rozwoju struktury typu pull-apart równoległą do przebiegu Kanionu Colca (Mering *et al.* 1996). Tworzeniu takich struktur towarzyszą siły rozwierające, które otwierają magmie drogę ku powierzchni.

Izolowane wulkany grupy Andahua położone wokół **Laguny Parihuana** nie wykazują wyraźnych związków z tektoniką. Trzeba zauważyć, że cztery z nich: Saigua, Antaymarca, Challpo i Antacollo położone są w obrębie dużej miocenińskiej kaldery Caylloma. Pozostałe dwa wulkany – Andallullo i Sani – wydają się związane ze strukturami pierścieniowymi otaczającymi tę kaldere (rys. 7.1).



**Rys. 7.9.** Przekrój geologiczny przez Dolinę Mollocco. 1 – formacja wulkaniczna Orcopampa, 2 – formacja wulkaniczna Sencca, 3 – grupa Barroso, 4 – aluwia, 5 – grupa Andahua

**Dolina Rio Colca** na odcinku Canocota – Chivay tworzy rów tektoniczny o przebiegu zbliżonym do NNE-SSW (fot. 7.5), który na wysokości Coporaque łączy się z innym: Chivay – Yanque o kierunku W-E (rys. 5.7). Centra erupcyjne aktywne w plejstocenie usytuowane są na krawędziach tego rowu po obu stronach doliny. Generalnie związki wulkanizmu z tektoniką nawiązują do systemów zaobserwowanych w Dolinie Wulkanów i regionie Rio Mollocco.



**Fot. 7.5.** Fragment rowu tektonicznego Doliny Colca, powyżej miasta Chivay. Dolinę wypełniają lawy Andahua (A), a wzdłuż stromej krawędzi rowu odsłaniają się wulkanyty neogenu (N) oraz grupa Barroso (B)

W regionach położonych na południe od Kanionu Colca obraz strukturalny zmienia się diametralnie, co jest związane z występowaniem w podłożu krystalicznego masywu Arequipa i silnie zdyslokowanych serii mezozoicznych.

Region **Pampa Jaran** (rys. 5.8) jest ograniczony od północnego wschodu strefą uskokuwą Huanca (rys. 7.1), a od południowego zachodu równoległą do niego strefą uskokuw inwersyjnych. Największe pole lawowe na Pampie Jaran zasilane było przez centra erupcyjne wykorzystujące trzy systemy nieciągłości: pierwszy NW-SE wyznacza linia wulkan Marbas Grande – kopała MG1 – CP5, drugi WNW-ESE linia stożek Llajuapampa – kopały P011, P010, P012, a trzeci NE-SW linia Marbas Chico Norte – kopała MBK2 – Marbas Chico Sur – kopała MBK22.

Wulkan Glorياهوasi położony jest na linii przecięcia czoła nasunięcia o przebiegu niemal równoleżnikowym z uskokiem przesuwczym N-S (rys. 7.1). Pozostałe centra (Glorياهوasi Sur, GL9, GL91) ulokowane są w obrębie płaszczowiny wzdłuż podobnych, ale mniejszych, uskoków inwersyjnych.

Obszar Uchan oddzielony od obszaru Glorياهوasi wysokim grzbietem Cerro Tururunca i Przełęczą Lagunillas ma niemal kratową rzeźbę terenu, która odzwierciedla układ nieciągłości (*fault-trails pattern*, rys. 5.8). Centra erupcyjne uszeregowane są w dwóch równoległych do siebie nasunięciach o kierunku NW-SE do W-E. Pierwszą od północy linię wyznaczają Uchan Sur, Tururunca i kopuła H45. Drugą linię stanowią kopuły Q1 i Q2. Lekko skośnie do czoła tych nasunięć pojawiają się ciągi dolin, które wskazują na aktywność uskoków przesuwczych.

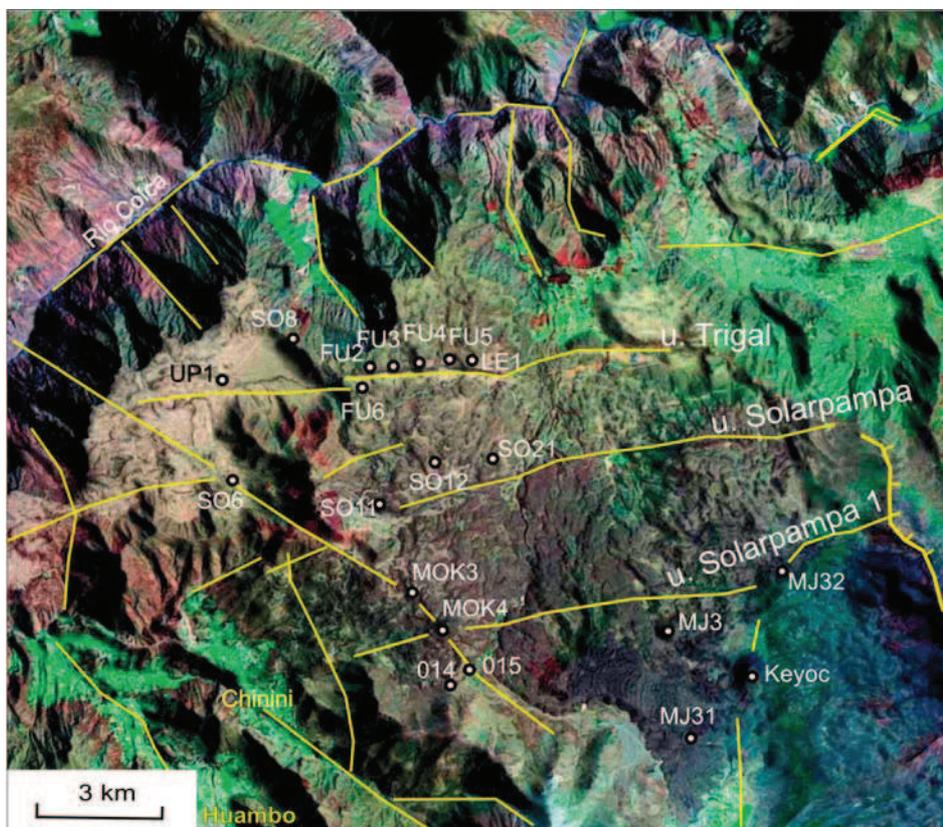
Systemy NW-SE i WNW-ESE wykorzystują nasunięcia powstałe w fazie peruwiańskiej, pomiędzy którymi następowało fałdowanie i kruszenie sztywniejszych bloków skał mezozoicznych (faza inkaska) (Caldas 1993) (rys. 5.8). W efekcie są to struktury o odnawianej aktywności co najmniej do paleogenu, kiedy tworzyła się strefa Huanca (Cruz 2002). Trzeci kierunek jest ukośny w stosunku do obu nasunięć.

Uskoki odwrócone i strome nasunięcia w omawianym regionie są efektem działania sił kompresyjnych fazy peruwiańskiej. Wykorzystanie tych struktur przez magmę było możliwe przy wypiętrzaniu całego masywu, co spowodowało tensyjne rozluźnienie szczelin. Takie warunki trwają na tym obszarze od środkowego miocenu. Mogą to być nieciągłości o dużym zasięgu pionowym, o czym świadczy znaczne ich nachylenie dochodzące do 80° (Caldas 1993).

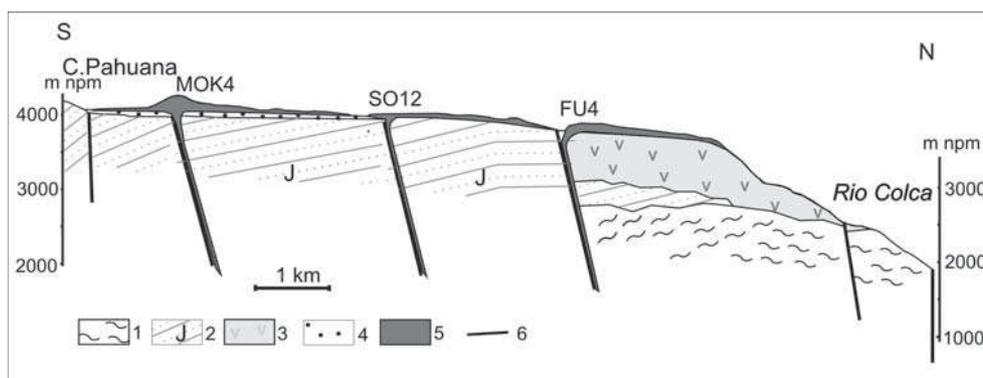
W regionie **Huambo-Cabanaconde** system uskoków jest równoległy do przebiegu Kanionu Colca w omawianym obszarze i ma rozciągłość W-E (rys. 7.10). Są to uskoki normalne, dlatego rozwijały się prawdopodobnie w następującej kolejności: uskoku Trigal, Solarpampa i Solarpampa 1 (fot. 7.6, rys. 7.11). Tensyjny charakter tych nieciągłości potwierdzono w trakcie prowadzenia badań sejsmicznych wokół wulkanu Sabancaya (Antayhuna *et al.* 2002). W miarę rozwoju struktury pull-apart centra erupcji wykorzystywały coraz dalszą od osi Kanionu Colca szczelinę. Początkowo były to kopuły UP1 i SO8 na obszarze Uncapampa, następnie FU2-6, LE1 i MOK na Solarpampa, a w ostatnim etapie MOK4, MJ i wulkan Keyoc na Mojonpampa.



**Fot. 7.6.** Linia kopuł lawowych FU2 i FU3, na uskoku Trigal. W środkowej części drugorzędny antytetyczny rów tektoniczny. Widok z zachodu na wschód



Rys. 7.10. Rozmieszczenie centrów erupcyjnych z głównymi uskokami na polu lawowym Mojonpampa (Landsat 7)



Rys. 7.11. Przekrój geologiczny przez południową krawędź Kanionu Colca i pole lawowe Mojonpampa. 1 – proterozoik: gnejsy masywu Arequipa, 2 – kreda: formacje osadowe, 3 – grupa Barroso, 4 – plejstocen: żwiry aluwialne, 5 – lawy grupy Andahuayla, 6 – uskoki

Na stokach Cerro Jajacuchu nad Huambo erupcje lawy nastąpiły na uskoku schodowym ograniczającym od zachodu rów tektoniczny Huambo będący przedłużeniem paleogeńskiej niecki Huanca. Rów Huambo wypełniony jest czwartorzędowymi deluwiami, żwirami i grubą pokrywą trawertynu.

W obszarze Huambo-Cabanaconde centra aktywności wulkanicznej nawiązują do struktury *pull-apart* reprezentowanej przez Kanion Colca (Mering *et al.* 1996). Pochodnymi pogłębiania Kanionu było otwieranie się szczelin uskokowych na jego południowej krawędzi.

## 7.1. Związki lokalizacji centrów erupcji z tektoniką regionalną i lokalną

Aktywność centrów erupcyjnych grupy Andahua nie była jednoczesna, a poszczególne generacje law wydobywały się na powierzchnię wzdłuż szczelin uskokowych o innej orientacji. Można też zaryzykować stwierdzenie, że duży zasięg występowania form Andahua jest wynikiem głębokiego pęknięcia skorupy, co obserwuje się przy uskokach przesuwczych, i łatwości migracji magmy wzdłuż kominowych rozwarć tensyjnych. Jest to o tyle prawdopodobne, że centra erupcyjne grupy Andahua położone są na granicy masywów granitoidowych Paracas (na północy) i Arequipa (na południu).

W Dolinie Wulkanów centra erupcji wykorzystują wszystkie rozpoznane systemy uskoków 1–4. Jednak głównie są uszeregowane wzdłuż systemów NW-SE uskoków grawitacyjnych (2) oraz przesuwczych (3). Znacznie mniejszą rolę odgrywają systemy W-E i NE-SW (4) oraz jeszcze rzadziej N-S (1). Na I etapie (środkowy plejstocen) migracja magmy ku powierzchni odbywała się głównie strefami uskoków o przebiegu NW-SE związanymi z ruchami przesuwczymi. W drugim i trzecim etapie (późny plejstocen-holocen) erupcje są uszeregowane głównie wzdłuż systemu NE-SW. Za główny system szczelin, którymi migrowała w tym etapie magma, należy uznać ograniczenia progów przecinających poprzecznie rów tektoniczny doliny Wulkanów, tj. NE-SW. Typowym przykładem, łatwym do śledzenia w terenie, jest uskok na linii Jenchaña-Niñamama. Pozostałe systemy:

- NW-SE,
- N-S

mają mniejsze znaczenie. Można zauważyć, że najmłodsze centra erupcji wykorzystują strefy przecinania poszczególnych systemów.

Na południe od Kanionu Colca centra erupcji znajdują się wzdłuż nieciągłości o kierunku N-S (1), NW-SE i WNW-ESE (2) oraz W-E (4). System W-E obserwowany na polu lawowym Mojonpampa należy prawdopodobnie do systemu struktur *pull-apart* utworzonych w wyniku ekstensji w wypiętrzanych blokach górotworu.

Trzeci etap aktywności (holocen) koncentruje się głównie w środkowej części Doliny Wulkanów. Pozostałe wystąpienia (Keyoc i Pumarana) mają charakter izolowanych pojedynczych form.

Opisywaną współczesną aktywność tektoniczną w strefie Chachas przy krawędzi rowu (zniszczony most nad Rio Andahua) należy traktować jako przesłankę do prognozowania przyszłych erupcji. Najbardziej zaangażowane tektonicznie są: środkowa część Doliny

Wulkanów (aktywność w czasach historycznych) oraz odcinek południowy Jello Jello – ujście doliny Ayo – ujście Doliny Wulkanów do Kanionu Colca. Najmłodsze erupcje w Dolinie Wulkanów przesunęły się na południe od miejscowości Andagua, bliżej Kanionu Colca. Kontynuacja tej tendencji jest możliwa, choćby z racji aktywności tektonicznej tej strefy. Nieciągłości wzdłuż stopni morfologicznych skośnie przecinających dno doliny mogą być wykorzystane przez migrującą ku powierzchni magmę. Uskoki przy ujściu Rio Mamacocha do Kanionu Colca są prawdopodobnie holocenijskie.

## 8. Charakterystyka petrograficzno-mineralogiczna

### 8.1. Cechy makroskopowe i klasyfikacja skał

Wulkanity grupy Andahua wykazują znaczną różnorodność cech strukturalno-teksturalnych i składu mineralnego oraz chemicznego. W terenie można zaobserwować lawy i skały piroklastyczne. Kopyły i potoki lawowe zbudowane są z law blokowych, aa a wyjątkowo pahoehoe. W spągu i stropie law blokowych oraz aa występuje autobrekcja.

Lawy odsłonięte w potokach i kopyłach na wysokości ponad 3000 m n.p.m. są czarne lub ciemnoszare (fot. 8.1) Natomiast aglomeraty na brzegach kraterów często przyjmują brunatnoczerwoną barwę (fot. 8.2). W strefie poniżej 3000 m n.p.m., gdzie chłodny klimat wysokogórski ustępuje tropikalnemu, na zwietrzalej powierzchni lawy są z reguły czerwone lub brązowe (fot. 8.3).



Fot. 8.1. Masywna lava we wnętrzu potoku lawowego

Najbardziej rozpowszechnione lawy blokowe i aa są silnie porowate. Mają strukturę porfirową, drobnokrystaliczną lub afanitową. Tekstury są bezładne, ale bywają też fluidalne. Lawy blokowe są wyraźnie mniej porowate (10–40%), niekiedy w pobliżu miejsc erupcji megaskopowo masywne. Charakterystyczne są struktury porfirowe lub afanitowe, ale zdarzają się lawy ze strukturą drobnokrystaliczną. Tekstury są bezładne i fluidalne.



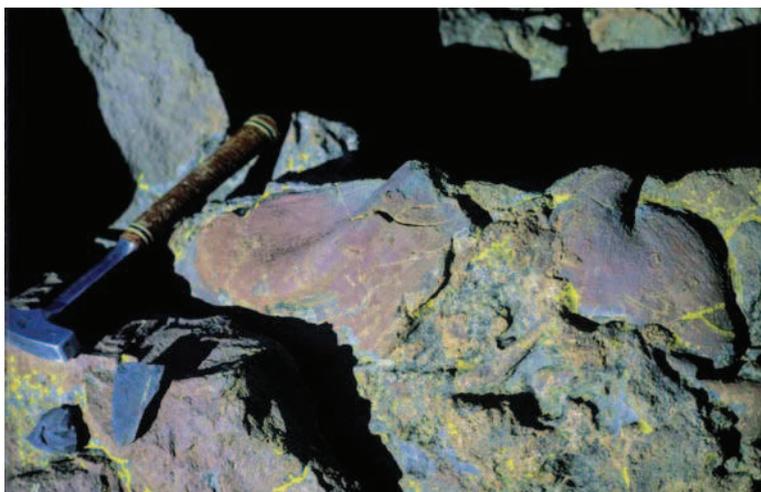
Fot. 8.2. Lawa aa z kopuły Pumaránra, forma przypomina *hornito*



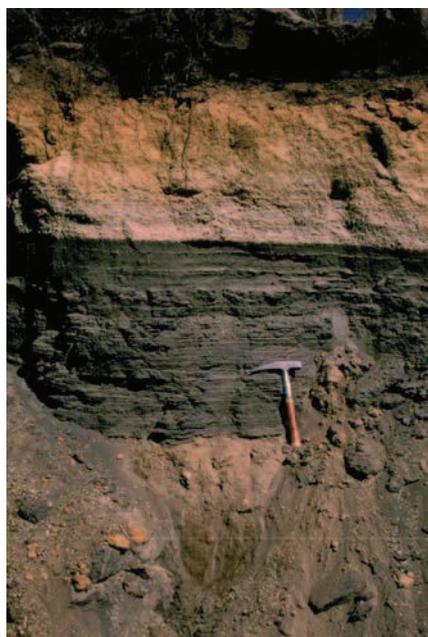
Fot. 8.3. Brekcja autoklastyczna z porwakiem granitoidu z podłoża, Cerro Glorihuasi

Skąły piroklastyczne w postaci: żużli, scoria, lapilli oraz popiołów tworzą stożki lub pokrywy. Tefra stożków wulkanicznych jest w przewadze czarna, a tylko w pobliżu kraterów spłaszczone bomby i scoria są czerwone (fot. 8.4 i 8.5). Ściany kraterów położonych na małych wysokościach, w gorącym, pustynnym klimacie są czarne lub ceglastoczerwone. Popioły są zawsze czarne, nieraz z białymi warstewkami minerałów ilastych. Materiał budujący stożki jest wyraźnie warstwowany, a często jest to podkreślone spieczeniem i obecnością

aglomeratów. Warstwy tworzą dobrze wysortowane klasty wielkości lapilli oraz popioły. Zmiany wielkości klastów, z których zbudowane są poszczególne warstwy, odpowiadają generalnie energii erupcji. W okruskach scoria, z której zbudowane są liczne stożki, porowatość sięga ponad 70%. Struktury są afanitowe, a tekstury bezładne.



**Fot. 8.4.** Reliktowo zachowana lava trzewiowa z wierzchołka wulkanu Antaymarca



**Fot. 8.5.** Warstwowane popioły prawdopodobnie pochodzące z erupcji wulkanu Yanamauras. W podłożu gleby, w górnej części profilu zwietrzałe popioły (jasna barwa), przykryte glebą

Popioły, lapille i bomby wulkaniczne obserwowano w terenie, w promieniu 1,5 km od centrów erupcji. Bomby wulkaniczne o średnicy 30–45 cm stwierdzono w bezpośrednim otoczeniu wulkanu Panahua. Pojedyncze bomby o średnicy do 10 cm były znajdowane w odległości 1,4 km od wulkanu Jeñchana.

W lawach o strukturze porfirowej najczęściej wśród fenokryształów przeważają plagioklasy, hornblenda, a sporadycznie przeważają pirokseny lub oliwiny. Jeśli dominującymi fenokryształami są plagioklasy, to towarzyszy im zwykle sporo piroksenów. W lawach bogatych w fenokryształy hornblendy drugim ilościowo składnikiem są zwykle plagioklasy. Oprócz wymienionych wyżej minerałów w kilku próbkach obserwowano nieliczne fenokryształy biotytu i kwarcu.

Na podstawie charakterystyki geochemicznej można podzielić omawiane skały wulkaniczne na trzy grupy, tj. bazaltowe trachyandezyty, trachyandezyty i dacyty. Stanowią one odpowiednio: 15, 76 i 7% badanej populacji 75 próbek. Pojedyncze próbki reprezentują także andezyty (Gałaś 2011) i bazalty (Delacour *et al.* 2007). Rozwinięcie tej klasyfikacji zostanie omówione w dalszej części pracy. Trachyandezyty i bazaltowe trachyandezyty występują we wszystkich grupach wiekowych, od skał najstarszych do najmłodszych (rys. 6.1). Natomiast dacyty i ww. andezyty są spotykane wyłącznie wśród law II generacji. Dacyty rozpoznano w Dolinie Wulkanów (ARCH1) oraz w Dolinie Molloco (CM). Wystąpienia te reprezentują wyłącznie II generację wiekową law grupy Andahua.

Andezyty odnaleziono w izolowanej kopule w regionie Huambo-Cabanaconde. Bazalty pochodzą z wulkanu Tururunca i zaliczono je do najstarszej I generacji.

## 8.2. Bazaltowe trachyandezyty

Grupa law należących do bazaltowych trachyandezytów charakteryzuje się typowym dla bazaltów czarnym zabarwieniem i strukturą afanitową, a rzadziej hipokrystaliczno-porfirową. Tekstury skał afanitowych są zwykle bezładne, ale bywają fluidalne, a próbki z wulkanu Marbas Grande przypominają brekcję wulkaniczną. Oprócz mikrolitów i szkliwa zawierają okruchy plagioklazów i piroksenów (próbka MBS, tab. 8.1).

W skałach porfirowych fenokryształy rzadko przekraczają rozmiar 1 mm. Największe z nich są oliwiny, dochodzące do 1,7 mm. Ilościowo dominują fenokryształy plagioklazów występujące z oliwinami i piroksenami lub tylko z piroksenami. W jednej próbce (HO15b) wszystkie fenokryształy i większe agregaty z ciasta skalnego otoczone są kulistymi pęknięciami w cieście skalnym, charakterystycznymi dla struktury perlitu (fot. 8.6). Taka struktura jest efektem wstępnej dewitryfikacji szkliwa, którego zawartość w tej próbce przekracza 20%.

Fenokryształy plagioklazów dochodzą do 1,5 mm. Często wykazują objawy korozji magmowej lub zawierają inkluzje stopu. Badane przez autora lawy z wulkanu Uchan (H44) oraz z pola Mojonpampa (H015) zawierają fenokryształy o składzie  $An_{44-55}$  (tab. 8.2) i wykazują normalną budowę pasową. Mikrolity plagioklazów, z których zbudowane jest ciasto mają skład  $An_{48-67}$ . Oprócz plagioklazów w próbce H44 obecne są także nieco mniejsze fenokryształy skalenia alkalicznego, określonego jako sanidyn ( $Or_{61}, Ab_{28}, An_{11}$ ).

Badania fenokryształów plagioklazów z bazaltowych andezytów mikrosondą elektronową (Delacour 2002) wykazały normalną budowę zonalną z zawartością anortytu w zakresie  $An_{53-71}$ . Mikrolity są dość podobne i mają mniejszy zakres zmienności anortytu  $An_{55-64}$ .

**Tabela 8.1**  
Skład mineralny na podstawie obserwacji mikroskopowych

Próbka	Fenokryształy [% obj.]				Ciasto skalne [% obj.]	
	plagioklasy	pirokseny	hornblenda	oliwiny	mikrolity	szkliwo
DK3	3	2	10	–	80 (pl+cpx+am)	–
DK4	–	2	8	–	90 (pl+cpx+np)	–
DK6	–	–	10	–	85 pl	5
VCO	10	5	–	5	70 pl	10–15
Mau2	–	5	–	–	80 pl	10
AC3	–	–	–	–	90 (pl+np)	5
CM2	–	–	3	–	97 (pl+am+cpx)	–
TS	5	–	20	–	75 pl	–
TK1	–	–	–	–	pl+ox+cpx	–
TK2	–	–	–	–	pl+cpx+np	–
A13, A14	20–30	10–15	–	–	58–75 (pl+cpx+np)	2–10
V8,	1	–	2	–	70 pl	5
ARCH1	5–7	–	–	–	90 (pl+ cpx)	–
MS1	–	2	8	–	85 (pl+cpx?)	–
V9a,	1	–	7	–	80 (pl+np)	2
V9b	–	5	10	–	75 (pl+np)	5
YM1	–	–	–	–	90 pl	10
J1	8	2	–	–	85 pl	5
CH2	–	–	–	–	pl	5
MAM1	–	–	–	3	97 (pl+ox)	–
A7	5	–	–	–	80 (pl + np)	15
Shilax	–	–	–	–	80 (pl+cpx+ np)	–
Anta2	30	–	–	–	65 (pl+cpx)	1–2
AR1, AR2	1	1–5	–	–	55–90 (pl+cpx)	5–40
Pum1	3	–	27	–	60 pl	10
CM	20	–	10	–	70 pl	–
VM21,	–	–	–	–	pl	20

Tabela 8.1 cd.

Próbka	Fenokryształy [% obj.]				Ciasto skalne [% obj.]	
	plagioklazy	pirokseny	hornblenda	oliwiny	mikrolity	szkliwo
VM23b	2	–	2	–	87 (pl+biot+ np)	3
A0	–	–	–	–	90 (pl+cpx+rutyl)	trydymit, krystobalit
OC1, CC4	–	1	1	–	pl+ox+am+cpx	0–15
Pe1, H44	15 sanidyn	5 diopsyd	–	10	60 (pl+cpx+np)	5–10
HO17	2	–	–	8	90 (pl+ol+cpx)	–
MB	10	5	25	–	35 (pl+5cpx)	20–30
MBS,	–	–	–	–	70 (pl+cpx)	15–20
CMB	7	1	2	–	80 pl	5
HO10	–	–	–	–	90 (pl+cpx)	–
CP4	–	–	–	–	55 (pl+cpx)	30–40
VO2	50	25	–	–	25 (pl+cpx+mt)	2–5
SO6	10	8 diopsyd	2	–	60	20
MOK3	30	5	–	5	60pl	–
H24	25	10 diopsyd	–	5	50 (pl+cpx+np)	5–10
HO15b	30	8	–	2	pl	20
LE3	30	10 orto+klino	–	–	50 (pl+cpx+np)	5–20
KEY1	–	2	8	–	80 (pl+cpx+np)	10–15
HU2,	–	–	5	–	80 pl	10–15
H48	1	1	–	–	pl+cpx+ox	–
C41	11	3 orto	1	–	65 (pl+cpx+np)	20
JS1	1	–	–	–	99 (pl+cpx+np)	–
CHO	–	–	–	–	80 (pl+cpx)	20
CN2	1	2	–	7	70 (pl+ol+cpx)	10
St2	–	–	–	–	80 (pl+np)	10
Sic1	15	–	15	30	pl	10

pl – plagioklazy, cpx – klinopirokseny, am – amfibole, ol – oliwiny, np – minerały nieprzezroczyste,  
mt – tlenki Fe i Ti

**Tabela 8.2**  
Skład chemiczny wybranych skaleni

Próbka	H015	H015	VCO	VCO	VM23	VM23	VM23	LE3
Minerał	wnętrze	brzeg	wnętrze	brzeg	wnętrze	brzeg	mikrolit	brzeg
Typ skały	bazaltowe trachyandezyty		trachyandezyty					
Liczba analiz	1	1	2	1	1	1	1	2
[wt. %]								
SiO <sub>2</sub>	56,26	59,94	55,77	54,98	55,56	57,31	59,39	57,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,75	23,86	27,59	27,49	27,6	26,3	25,22	24,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,46	0,53	1,46	1,99	1,24	1,49	1,17	1
MgO	0	0,16	0	0	0	0	0	0,41
CaO	7,53	6,08	9,83	9,64	8,9	8,21	7,36	7,3
Na <sub>2</sub> O	6,09	7,67	5,43	5,53	5,85	5,49	6,95	6,11
K <sub>2</sub> O	0,83	1,12	0	0	0,61	0,88	1,26	1,23
Total	99,93	99,38	100,08	99,62	99,77	99,68	101,36	98,02
Ab	41	51	47	33	36	36	44	41
An	55	44	49	67	61	60	51	54
Or	4	5	4	0	3	4	5	5

Próbka	DK3	TS	MOK3	MOK3	MOK3	CM	CM	CM
Minerał	wnętrze	wnętrze	wnętrze	brzeg	mikrolit	wnętrze	brzeg	mikrolit
Typ skały	trachyandezyty				trachidacyty			
Liczba analiz	2	2	2	2	1	4	3	4
[wt. %]								
SiO <sub>2</sub>	59,21	55,26	56,39	60,05	61,97	57,85	61,65	65,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,72	27,57	28,27	24,51	23,03	27,17	23,75	21,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,1	0	0,97	1	1,09	0	0	0
MgO	1,04	0	0	0	0	0	0	0
CaO	7,36	8,97	10,07	6,57	5,22	8,3	5,48	3,48
Na <sub>2</sub> O	5,43	6,38	5,26	7,02	7,05	5,74	7,56	7,71
K <sub>2</sub> O	1,42	0	0,69	1,25	1,59	0,67	1,47	2,08
Total	101,29	98,17	101,65	100,41	99,95	99,73	99,92	99,89
Ab	36	39	31	47	51	37	52	60
An	56	61	66	48	42	60	41	30
Or	8	0	3	5	7	3	7	10

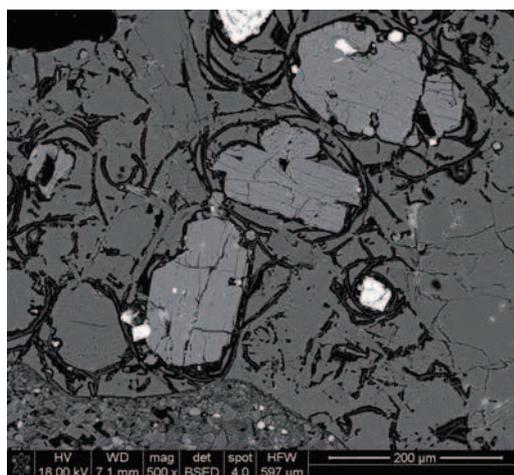
Oliwiny reprezentowane są przez człon magnezowy. Zawierają znaczną domieszkę Cr i Ni (Delacour *et al.* 2007). Fenokryształy bywają mocno zmienione, spękane i mają zatoki korozyjne albo postać szkieletową. Fenokryształy oliwinów z Cerro Uchan (próbka H44) wulkanu w strefie Glorihuasi mają obwódki iddingsytu i wzrostki minerałów nieprzezroczystych, są spękane i skorodowane (fot. 8.7). Określono je jako oliwiny właściwe Fo<sub>74-79</sub>. Obserwowano też budowę pasową, z jądrem kryształu o zawartości forsterytu Fo<sub>74</sub>, a na jego brzegu Fo<sub>62</sub>. W jednej próbce rozpoznano fenokryształ oliwinu o składzie Fo<sub>20</sub> odpowiadający ferrohortonolitowi (tab. 8.3).

**Tabela 8.3**

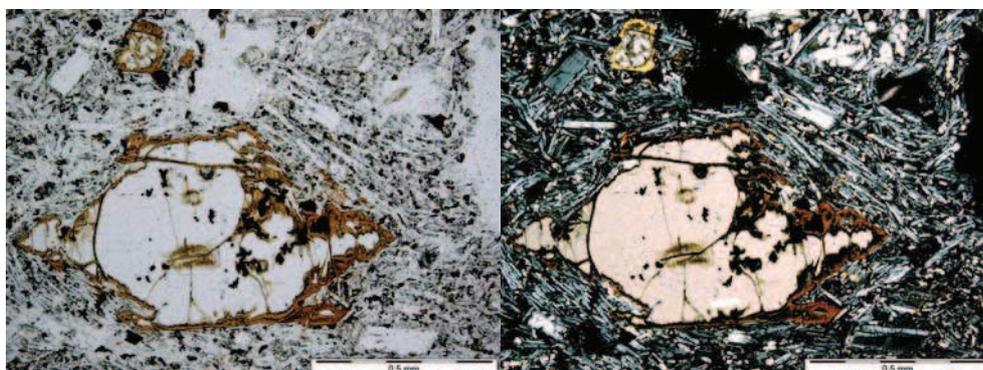
Skład chemiczny wybranych oliwinów

Próbka	H44	H44	VCO	VCO
Minerał	wnętrze	brzeg	wnętrze	brzeg
Typ skały	bazaltowy trachyandezyt		trachyandezyt	
Liczba analiz	4	1	4	3
[wt.%]				
SiO <sub>2</sub>	38,85	40,35	38,27	38,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,86	6,74	0,3	0
FeO	20,08	27,18	20,29	21,03
MgO	32,41	24,89	38,62	38,37
CaO	1,06	0,92	0,5	0
K <sub>2</sub> O	0,37	0,84	0	0
Na <sub>2</sub> O	0,78	0,88	0	0
Total	98,42	101,81	97,98	98,17

Wśród piroksenów przeważa augit. W niektórych próbkach augity stanowią składnik ciasta skalnego. Wyjątkowo liczne i stosunkowo duże fenokryształy klinopiroksenów (1 mm) występują w lawach południowej części pola lawy Mojonpampa (próbka H015b). W opisywanej próbce często są one anhedralnie wykształcone i dobrze zachowane (fot. 8.6) lub są spękanе. Klinopirokseny opisywane przez Delacour *et al.* (2007), wykazują zawartość wollastonitu  $Wo_{31-43}$ . Badany przez autora augit mieścił się w tym zakresie a jego skład był następujący  $Wo_{38}$ ,  $En_{47}$ ,  $Fs_{13}$  (tab. 8.4). W tej samej próbce oznaczono także ortopiroksen o składzie  $Wo_4$ ,  $En_{73}$ ,  $Fs_{23}$ . Sklasyfikowano go jako enstatyt (rys. 8.1).



**Fot. 8.6.** Fenokryształy piroksenów otoczone mikropęknięciami w szkliwie wulkanicznym. Obraz z mikroskopu scanningowego, próbka H015b



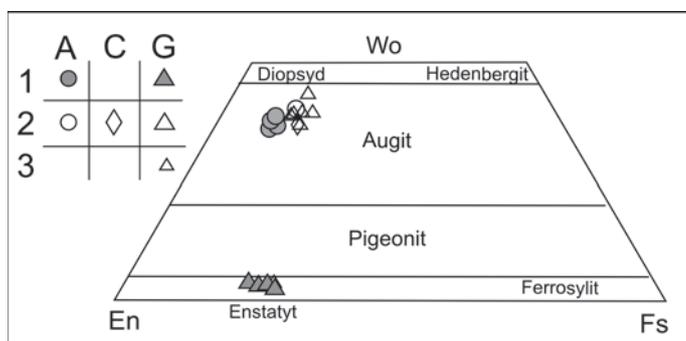
**Fot. 8.7.** Fenokryształ oliwiny w cieście skalnym złożonym z mikrolitów plagioklazów, piroksenów i minerałów nieprzezroczystych. Na brzegach fenokryształu widoczne obwódki iddingsytu, które rozwinęły się też wzdłuż pęknięć, widoczne wrostki minerałów nieprzezroczystych i zatoki korozyjne. Próbka H44, światło przechodzące, bez analizatora (po lewej), polaryzatory skrzyżowane (po prawej)

Wyjątkowe dla badanego obszaru są lawy spływające do Doliny Wulkanów z Kordyliery Chila. Rozpoznano w nich zarówno ortopirokseny z grupy entstatytu, jak i bardziej powszechne klinopirokseny z grupy diopsydu. Obserwowano także około milimetrowe ziarna kwarcu, które otoczone są koroną reakcyjną zbudowaną z klinopiroksenów. Są to prawdopodobnie zrekrytalizowane porwaki z podłoża zbudowanego z mezozoicznych kwarcytów.

**Tabela 8.4**

Skład chemiczny wybranych piroksenów w trachyandezytach

Próbka	H015	VCO	VCO	VM23	LE3	MOK3
Minerał	wnętrze	wnętrze	brzeg	brzeg	brzeg	wnętrze
Liczba analiz	3	3	1	1	2	4
[wt.%]						
SiO <sub>2</sub>	52,88	54,42	51,77	54,55	53,67	55,17
TiO <sub>2</sub>	0	0	0	0,47	0	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,91	2,17	4,29	0,91	2,06	1,04
FeO	8,85	6,44	7,73	8,79	7,85	17,07
MgO	16,26	18,17	15,63	16,46	16,26	24,61
CaO	17,75	18,68	18,61	18,02	18,8	1,59
Na <sub>2</sub> O	0,67	0,67	0,21	0,73	0,47	0
K <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0,2	0
Total	99,34	100,56	98,25	99,93	99,33	99,48
Wo	37,5	38,1	40,1	37,7	39,5	3,3
En	47,9	51,6	46,9	47,9	47,6	69,6
Fs	14,6	10,3	13	14,4	12,9	27,1



**Rys. 8.1.** Skład piroksenów w lawach grupy Andahua na diagramie En-Wo-Fs (enstatyt-wolastonit-ferrosylit). 1 – wewnątrz fenokryształu, 2 – brzeg fenokryształu, 3 – mikrolity, A – Dolina Wulkanów, C – Dolina Molloco, G – Pampa Jaran

Mikrokrystalicznie i hipokrystalicznie wykształcone ciasto skalne stanowią głównie plagioklasy z dodatkiem piroksenów. Mikrolity plagioklazów mają kształt tabliczek i słupków (fot. 8.7). Szklivo obecne jest w niewielkiej ilości, średnio 10%, a wyjątkowo w lawach ze stożka wulkanu Marbas Grande 20%. Akcesorycznie występują w nim minerały nieprzezroczyste (tytanomagnetyt i inne tlenki Fe).

Lawy zawierające zespół fenokryształów składający się z oliwinów, piroksenów i plagioklazów zaobserwowano tylko w trzech regionach: w Dolinie Wulkanów (kopuła VCO i stożek Pampalquita zwany też Jatun (Sørensen & Holm 2008), Pampa Jaran – na polu lawowym Uchan i Huambo-Cabanaconde – w centrum pola Mojonpampa.

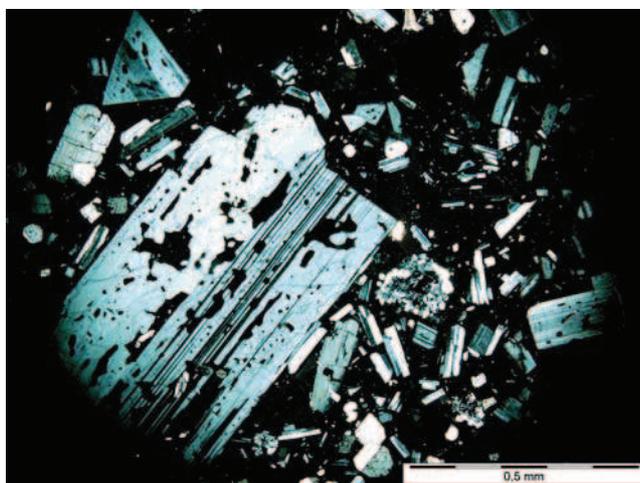
### 8.3. Trachyandezyty i andezyty

Trachyandezyty ilościowo dominują wśród law grupy Andahua. Są to skały ciemne, głównie ciemnoszare, ale bywają także zupełnie czarne. Spośród struktur dominująca jest struktura hipokrystaliczno-porfirowa, o umiarkowanej zawartości fenokryształów, lub rzadziej afirowo-felsytowa. Ciasto skalne cechuje struktura hyalopilitowa lub mikrokrystaliczna. Tekstura jest porowata, rzadziej zbita, bezładna lub fluidalna.

Udział fenokryształów jest bardzo różnorodny. W próbkach pochodzących z wnętrza potoków lub bliskiego sąsiedztwa kopuł lawowych zawartość fenokryształów jest większa i wynosi 20–40%. Fenokryształy mogą mieć wielkość do 6 mm. Największe są kryształy plagioklazów, nieco mniejsze są słupki hornblendy i piroksenów (do 4 mm). W obserwowanych pod mikroskopem próbkach dominowały fenokryształy plagioklazów lub hornblendy (tab. 8.1). W pojedynczych próbkach obserwowano tylko fenokryształy plagioklazów. Na przykład w rejonie Humbo, na polu Mojonpampa fenokryształy plagioklazów są dominującym składnikiem law i stanowią około 30% objętości (próbka LE3). W lawach, w których dominują fenokryształy amfiboli, najczęściej towarzyszą im plagioklasy, rzadziej pirokseny, rzadko obie grupy minerałów maficznych występują razem. W trzech próbkach (7% badanej populacji) są obecne wyłącznie fenokryształy hornblendy. Podobnie jak we wcześniej omówionych lawach obserwowano pojedyncze ziarna kwarcu. Znalaziono także pojedynczy

fenokryształ biotytu. Fenokryształy plagioklazów wykazują zmiany wywołane korozją magmową, zawierają inkluzje szkliska i nadtopienia (fot. 8.8). Fenokryształy z różnych potoków wykazują zarówno normalną, jak i odwróconą budowę pasową, a mikrolity są najczęściej uboższe w człon An także od brzegów fenokryształów.

W lawach z Doliny Wulkanów plagioklasy, wykazują zawartość anortytu w zakresie  $An_{34-60}$  w fenokryształach i  $An_{35-54}$  w mikrolitach. W całym zespole law Andahua reprezentujących trachyandezyty zawartość An jest bardziej zróżnicowana, tj.  $An_{41-85}$ , co oznacza obecność plagioklazów w zakresie andezyn-bytownit (tab. 8.2, rys. 8.2). Badany przez autora pod mikroskopem skaningowym fenokryształ plagioklazu (MOK3 – pole lawowe Mojonpampa) ma brzeg wyraźnie bogatszy w Na, odpowiadający zawartości  $An_{51}$  a wewnątrz kryształu ma skład  $An_{85}$ . Krawędź kryształu od wnętrza oddzielała strefa silnie wytrawiona, tworząca szczeliny i wtórnie wypełniona tlenkami Fe (fot. 8.9).

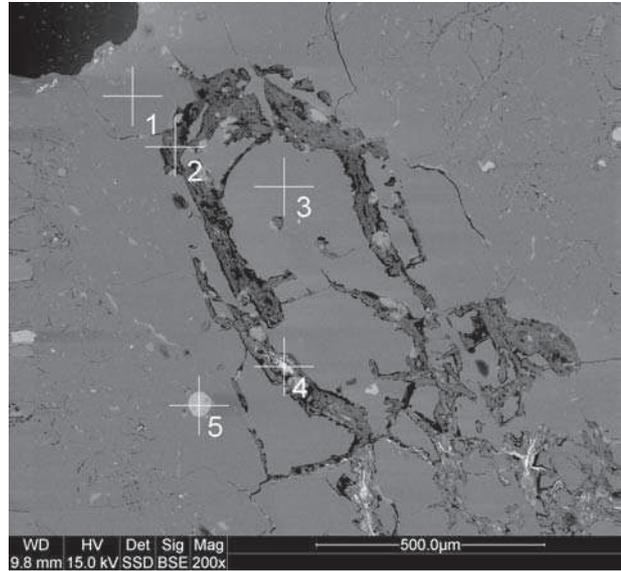


**Fot. 8.8.** Fenokryształ plagioklazu, z widocznymi inkluzjami szkliska, w cieście skalnym złożonym z mikrolitów plagioklazów i szkliska wulkanicznego. Próbkę LE3, światło przechodzące, polaryzatory skrzyżowane

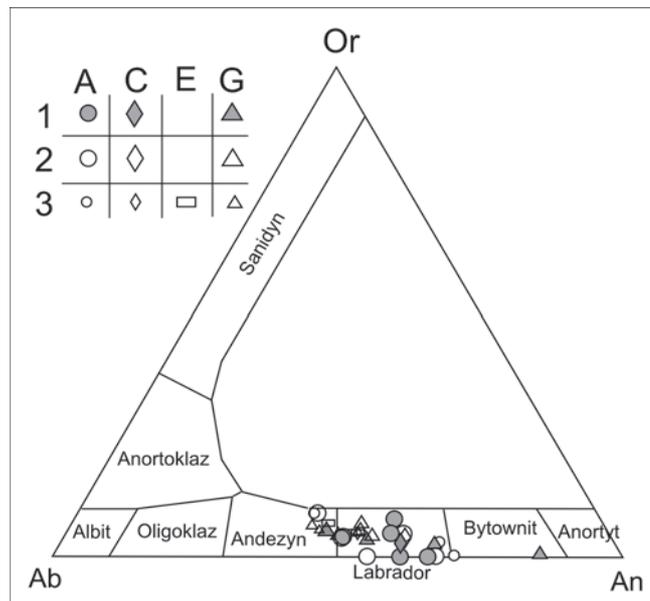
W takiej szczelinie znalazło się niewielkie ziarno barytu, który pojawiał się także w pęcherzykach pogazowych na ich ściankach.

Plagioklasy dominują również wśród mikrolitów i mikrokryształów, a skład tej ich generacji jest tylko nieznacznie bardziej kwaśny od składu fenokryształów.

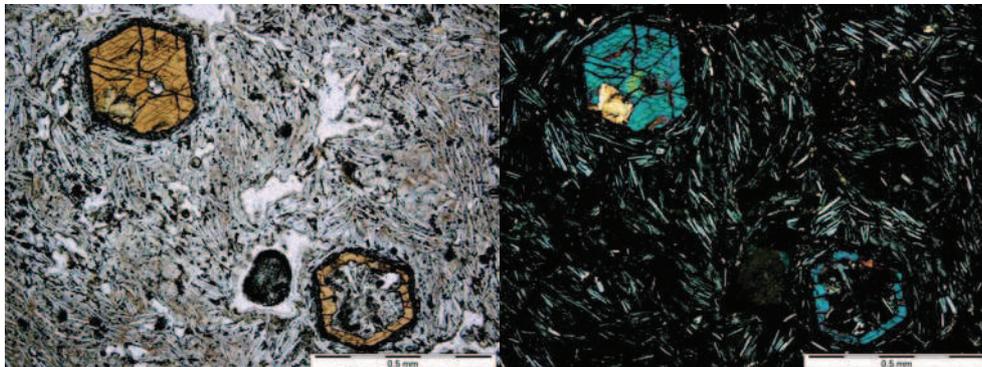
Amfibole na podstawie cech optycznych oznaczono jako oksyhornblendę (lamprobolit). Mają kształty automorficzne z oznakami różnego rodzaju przeobrażeń i rozmiary dochodzące do 4 mm. Wyróżniają się intensywnym pleochroizmem o barwach ciemnobrunatnych (fot. 8.10). Obserwowano w nich zatoki korozyjne wypełnione ciastem skalnym oraz obwódki opacytowe. W niektórych przypadkach opacyt zastępuje całe fenokryształy. Niektóre kryształy są obtopione. Pojedyncze fenokryształy wykazują zonalne zmiany barwy i zawierają inkluzje szkliska. Na podstawie składu chemicznego zaklasyfikowano je do grupy amfiboli wapniowych zbliżonych do magnesio-hastingsitu (Delacour *et al.* 2007) oraz do szeregu edenit-hornblenda, a w Dolinie Rio Molloco także do aktynolitu.



**Fot. 8.9.** Plagioklaz przeobrażony wewnątrz fenokryształu (punkty 1–3), 4 – ziarno barytu. Obraz z mikroskopu scanningowego, próbka MOK3



**Rys. 8.2.** Skład skałeni w trachyandezytach na diagramie Ab-Or-An (albit-ortoklaz-anortyt). 1 – wewnątrz fenokryształu, 2 – brzeg fenokryształu, 3 – mikrolity, A – Dolina Wulkanów, C – Dolina Molloco, E – Dolina Colca, G – Pampa Jaran



**Fot. 8.10.** Fenokryształy oksyhornblendy w cieście skalnym z złożonym mikrolitów plagioklazów i szkliwa wulkanicznego. Próbką DK3, światło przechodzące, bez analizatora (po lewej), polaryzatory skrzyżowane (po prawej)

W trachyandezytach pirokseny reprezentuje augit; obecny jest też enstatyt tworzący otoczki na oliwinie. Sporadycznie obserwowano fenokryształy diopsydu lub augitu diopsydowego. W dwóch próbkach (MOK3 i LE3) oznaczono także ortopirokseny o składzie  $Wo_4 En_{70} Fs_{26}$ . Sklasyfikowano je jako enstatyt (tab. 8.4, rys. 8.1).

Pirokseny zwykle są skorodowane i zmienione. Czasami są spękań, a w niektórych próbkach szczeliny spękań wypełniają tlenki Fe. Pirokseny mogą stanowić składnik ciasta skalnego.

Wyjątkowo liczne i stosunkowo duże fenokryształy klinopiroksenów (1 mm) występują w lawach północnej części pola lawowego Mojonpampa (próbki LE3, SO6). Są anhedralnie wykształcone i dobrze zachowane lub silnie spękań. Nie odróżniają się one zawartością  $Wo$  od opisywanych wcześniej augitów w bazaltowych andezytach. Augity obserwowane w czterech próbkach (VCO, VM23, MOK3 i LE3) mają następujący skład:  $Wo_{38-40} En_{47-52} Fs_{10-14}$  (tab. 8.4).

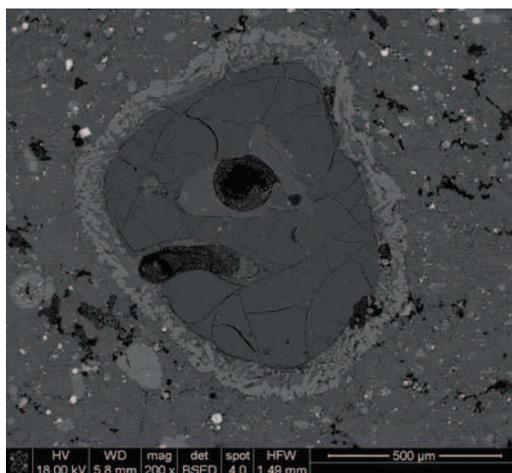
Mniej liczne w tej grupie skał fenokryształy oliwinów reprezentowane są wyłącznie przez oliwiny właściwe. Widoczne jest ich spękanie, rozwinięte są zatoki korozyjne, lub szkieletowa budowa. Zawartość forsterytu mieści się w przedziale  $Fo_{74-81}$ , a więc dość podobnie jak w bazaltowych trachyandezytach. Najwięcej fenokryształów oliwinów (5% objętości skały) zawiera próbka z kopyły lawowej VCO z Doliny Wulkanów, położonej na zachód od Andagua.

W lawach z Doliny Molloco znaleziono ziarno kwarcu, które jest obtopione i otoczone koroną reakcyjną zbudowaną z małych drobnych mikrolitów klinopiroksenów z grupy augitu (VM23b) (fot. 8.11). Od ziarna kwarcu pirokseny oddziela strefa mikrolitów skaleni alkalicznych. Opisywane ziarno jest zapewne ksenokryształem, a nie produktem krystalizacji magmy trachyandezytowej, w której występuje.

Ciasto skalne składa się głównie z plagioklazów, a towarzyszą im pirokseny i minerały nieprzezroczyste. W próbce A0 rozpoznano ziarna rutylu. Mikrolity plagioklazów mają kształt tabliczek i igiełek. Wśród minerałów nieprzezroczystych rozpoznano magnetyt oraz inne nieoznaczone tlenki Fe. W lawach szkliwa może nie być wcale lub jest ono obecne w małej ilości, do 10%. W próbkach Ares II i CP4 pochodzących ze zniszczonych stożków

piroklastycznych udział szkliva stanowi 40% objętości próbki. W próbce pochodzącej z Doliny Colca (OC1) szklivo zastąpione jest częściowo przez trydymit.

Oprócz omówionych odmian petrograficznych stwierdzono lawy reprezentujące typowe **andezyty**. Mają one strukturę hyalopilitową z niewielką ilością małych fenokryształów amfiboli. W cieście skalnym rozpoznano wyłącznie plagioklasy zatopione w szkliwie (HU2).



**Fot. 8.11.** Ksenokryształ kwarcu z koroną reakcyjną piroksenów. Obraz z mikroskopu scanningowego, próbka VM23b

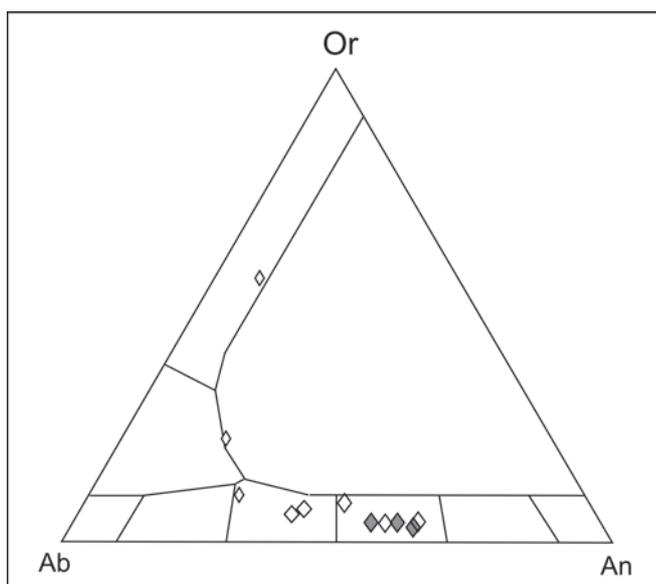
Lawy zawierające fenokryształy piroksenów i plagioklazów występują praktycznie we wszystkich regionach. Znacznie bardziej ograniczone są lawy z zespołem wzbogaconym o fenokryształy amfiboli. W regionie Doliny Wulkanów próbki takich law pobrano w bocznych dolinach Rio Sora i Rio Tambo. Podobne zespoły fenokryształów zawierają lawy z regionu Pampa Jaran, z pola o tej samej nazwie oraz regionu Huambo-Cabanaconde; z pola Uncapampa i z wulkanu Keyoc (skraj pola Mojonpampa). Lawy, w których dominującymi, a czasami jedynymi, fenokryształami są amfibole (z towarzyszącymi im plagioklazami), występują w regionach: Dolina Wulkanów (pola lawowe: Ticsho, Rio Tambo, Soporó i Sucna), Huambo-Cabanaconde (pojedyncza kopuła lawowa HU2) i Antapuna (kopuła Pumaránra).

## 8.4. Dacyty, trachity i trachydacyty

Dacyty, trachity i trachydacyty są to skały barwy szarej, jaśniejsze od wcześniej omówionych. Wyraźnie porfirową strukturę mają lawy z kopuły C. Coropuna. Zawartość fenokryształów sięga w nich 30% i są to różnej wielkości (około 1 mm) plagioklasy i oksyhornblenda (próbka CM, tab. 8.1). Ciasto skalne ma strukturę afanitową. Tekstura jest zbita, nieznacznie porowata, bezładna lub fluidalna.

Lawy z wulkanu Puca Mauras w Dolinie Wulkanów zawierają fenokryształy plagioklazów ze strefą brzegową bogatszą w cząstkę An (Ruprecht & Wörner 2007).

Fenokryształy plagioklazów z kopyły C. Coropuna badane pod mikroskopem skaningowym wykazują skład chemiczny odpowiadający zakresowi andezyn-labrador,  $An_{41-60}$ , podczas gdy plagioklasy występujące w cieście skalnym są uboższe w wapń, a ich skład mieści się w zakresie  $An_{22-47}$  (tab. 8.2). Dwa fenokryształy wykazały budowę pasową. Oddalając się od jądra kryształu zawartość An wynosiła odpowiednio  $An_{55}$ ,  $An_{57}$ ,  $An_{60}$ , a na brzegu  $An_{47}$ . Oprócz plagioklazów z zakresu andezyn-labrador oznaczono także mikrolity sanidynu i anortoklaz (rys. 8.3).



**Rys. 8.3.** Skład skaleni w trachydacytach z Cerro Coropuna na diagramie Ab-Or-An (albit-ortoklaz-anortyt). Objaśnienia jak do rysunku 8.2

Fenokryształy oksyhornblendy mają zwykle automorficzne wykształcenie. Na podstawie ich składu chemicznego zaklasyfikowano je do amfiboli wapniowych. Badana próbka miała pustki w samym środku fenokryształu, wypełnione mikrolitami plagioklazów i piroksenów.

Ciasto skalne tworzą oprócz plagioklazów – skalenie alkaliczne, a sporadycznie pojawiają się mikrolity piroksenów. W próbce ARCH1 z Doliny Wulkanów obserwowano do 30% szkliwa.

## 8.5. Petrograficzne i mineralogiczne przesłanki interpretacji procesów magmowych

Zróżnicowana charakterystyka petrograficzna i mineralogiczna law grupy Andahua oraz różny udział fenokryształów i ich zmienność chemiczna wskazują na wyraźny podział skał na dwa rodzaje. Bazaltowe trachyandezyty i trachyandezyty, ilościowo dominujące

w omawianej grupie Andahua, różnią się wyraźnie od dacytów i trachydacytów. Odmienność wynika z różnic w składzie chemicznym krystalizującego stopu oraz z odmiennego przebiegu procesów dyferencjacji magmy na jej drodze ku powierzchni. Niewykluczone, że ma to też związek z kontaminacją skałami skorupy, co będzie przedmiotem rozważań w dalszej części pracy.

Poszczególne rodzaje skał różnią się składem fenokryształów. Wskazują one, że poszczególne skały pochodzą z magm o różnym stopniu ewolucji. Zespół fenokryształów oliwiny-pirokseny-plagioklasy może odpowiadać najbardziej prymitywnej magmie. Kolejne asocjacje mineralne: pirokseny-plagioklasy, pirokseny-plagioklasy-amfibole, odpowiadałyby kolejnym etapom krystalizacji magmy. Ostatnie stadium reprezentowałby zespół plagioklasy-amfibole, tylko amfibole lub potwierdzone tylko w jednej próbce zespół amfibole-biotyt.

Oliwiny mogą pochodzić z najbardziej prymitywnej magmy, która powstawała na dużej głębokości. Fenokryształy oliwinów w bazaltowych trachyandezytach noszą ślady resorpcji. Obserwowana budowa pasowa oliwinów w tych skałach potwierdza wahania temperatury w krystalizującej magmie.

Klinopirokseny obecne w bazaltach i trachyandezytach nie wykazują dużych różnic. Nieznaczne różnice pojawiają się w zależności od lokalizacji próbki. Klinopirokseny z pola lawowego Mojonpampa zawierają nieco więcej cząstki Wo niż pochodzące z Doliny Wulkanów. W pojedynczych próbkach stwierdzono ortopirokseny, które mogą oznaczać, że krystalizowały w płytszych komorach magmowych lub w warunkach obniżonego ciśnienia.

Fenokryształy plagioklazów dominujące we wszystkich skałach wykazują różnice w granicznych zawartościach Ca. Obserwowane zróżnicowanie jest najmniejsze – w skałach uboższych w SiO<sub>2</sub>, w których plagioklasy reprezentowane są głównie przez labrador. Nieco większe jest ono w dacytach, gdzie plagioklasy reprezentuje szereg andezyn-labrador. W trachyandezytach zróżnicowanie jest największe; zdarza się wzbogacenie w Ca, a plagioklasy reprezentują ogniwa od andezynu do bytownitu. W porównaniu do andezytów Północnej Strefy Wulkanicznej Andów mikrolity różnią się nieznacznie, lecz fenokryształy są tam zasobniejsze w An (Paulo 1988). Normalna budowa pasowa plagioklazów występuje w większości badanych fenokryształów. Oznacza to normalny przebieg krystalizacji. Na polu lawowym Rio Tambo (Dolina Wulkanów) i Mojonpampa (Huambo-Cabanconde) stwierdzono w plagioklazach zarówno normalną jak i odwróconą budowę pasową. Dotyczyło to za każdym razem odrębnych centrów erupcyjnych. Przyczyną może być dopływ i mieszanie z inną magmą, istnienie oddzielnej komory magmowej lub lokalna zmiana ciśnienia pary wodnej w obrębie tej samej komory. W fenokryształach często obserwuje się objawy resorpcji i mikrolity bogatsze w An niż fenokryształy. To także można tłumaczyć mieszaniami z magmą o wyższej temperaturze, odmiennym składzie i/lub ciśnieniu.

W bazaltowych trachyandezytach i trachydacytach obecne są pojedyncze kryształy sanidynu, a w trachyandezytach skaleni alkalicznych bogatszych w Na. Przyjmując, że bazaltowe trachyandezyty są produktem krystalizacji mniej zdyferencjowanej magmy, zawartość An w plagioklazach powinna być wyższa. Stwierdzone w pojedynczych próbkach fenokryształy i mikrolity sanidynu mogą być produktem frakcjonalnej krystalizacji resztkowego stopu, który wcześniej uległ nieznacznemu schłodzeniu. Zróżnicowanie w budowie skaleni i ich składzie chemicznym może być rezultatem różnych warunków krystalizacji, w tym także różnego udziału wody w stopie magmowym.

Obecność w skałach najbardziej zasadowych fenokryształów plagioklazów stosunkowo ubogich w anortyt może być dowodem na zachodzące już w płytszych częściach skorupy ziemskiej procesy dyferencjacji np. z powodu dopływu obcego stopu, który wywołał erupcję. Podobne wnioski z obserwacji zonalnej budowy plagioklazów z wulkanu Puca Mauras w Dolinie Wulkanów wyciągnęli Ruprecht & Wörner (2007).

Fenokryształy amfiboli potwierdzają obecność  $H_2O$  w krystalizującym stopie. Także podczas krystalizacji amfiboli warunki panujące w magmie zmieniały się. W efekcie fenokryształy oksyhornblendy uległy korozji magmowej albo zostały częściowo lub całkowicie zastąpione przez opacyt.

Z pewnym prawdopodobieństwem można przyjąć, że w głęboko położonym zbiorniku magmowym trwała krystalizacja następujących faz mineralnych: oliwinów, klinopiroksenów i plagioklazów. Pewne porcje magmy wydostawały się z tego zbiornika, wyżej tworząc komory magmowe. W komorach zachodziła krystalizacja następnych faz mineralnych aż do amfiboli. Tym procesom towarzyszyło asymilowanie składników wytapianych z otaczających skał i/lub mieszanie z innymi stopami. Można założyć, że oddzielne komory magmowe zasilały poszczególne regiony, a nawet pojedyncze centra w obrębie istniejących pól lawowych.

## 9. Geochemia i petrologia

### 9.1. Klasyfikacja i zmienność geochemiczna skał

Analizy chemiczne skał grupy Andahua wykonane do celów niniejszej pracy oraz publikowane przez innych autorów (Hoempler 1962, Weibel & Fejér 1977, Venturelli *et al.* 1978, Delacour *et al.* 2007, Sørensen & Holm 2008) wykazały, że są to lawy i scoria o pośredniej zawartości  $\text{SiO}_2$  z wysokim udziałem alkaliów, najczęściej ze zdecydowaną przewagą sodu nad potasem (tab. 9.1). Rozpiętość zawartości  $\text{SiO}_2$  w zakresie 51,8–67,9% jest dość duża, przy czym większość law mieści się w przedziale 54–62%  $\text{SiO}_2$ . Zawartość  $\text{K}_2\text{O}$  wynosi 1,4–3,3%, a  $\text{Na}_2\text{O}$  3,4–5,4%. Zawartości większości głównych składników – z wyjątkiem magnezu, potasu i tytanu – są pośrednie między ich przeciętnymi udziałami w trachyandezytach a ich potasową odmianą – latytach (La Maitre 1976).

W Dolinie Wulkanów zakres zawartości  $\text{SiO}_2$  jest nieznacznie węższy i waha się od 54,36 do 64,3% (graniczne wartości reprezentują lawy z pola lawowego w Kordylierze Chila nad Doliną Wulkanów i wulkanu Puca Mauras). Skały z wulkanu Puca Mauras i otaczającego go pola lawowego, sklasyfikowane jako dacyty (Delacour *et al.* 2007) i trachity (Sørensen & Holm 2008), wyróżniają się wyraźnie na tle innych oznaczeń. Niemniej znajdują się one blisko granicy z polem trachyandezytów i oprócz nieco wyższych zawartości  $\text{SiO}_2$  i  $\text{K}_2\text{O}$  oraz niższych  $\text{CaO}$  utrzymują się w zakresie pozostałych analiz (rys. 9.1). Jednak na wykresie, wyłączając analizy z wulkanu Puca Mauras oraz lawy z Kordyliery Chila, punkty tworzą dość zwartą grupę.

Na diagramie chemicznej klasyfikacji skał wulkanicznych TAS (La Maitre *et al.* 1989) punkty projekcyjne analizowanych skał wulkanicznych grupy Andahua koncentrują się w dolnej części pola trachyandezytów, przechodząc także na pola bazaltowych trachyandezytów oraz trachitów/trachydacytów (rys. 9.1). Pojedyncze próbki lokują się w polach bazaltów i andezytów. Biorąc pod uwagę zawartość alkaliów można stwierdzić, że analizowane skały odpowiadają w przewadze trzem typom: benmoreitom i latytom oraz mugearytom. Lawy pochodzące z Cerro Coropuna koło kopalni Au Paula okazały się zdecydowanie bardziej kwaśne i na diagramie zajmują pozycję trachydacytów blisko pół dacytów i ryolitów.

Przedstawiona na diagramie TAS linia podziału skał alkalicznych i subalkalicznych (Irvin & Baragar, 1971) przecina projekcję opisywanych skał (rys. 9.1). Można więc uznać, że są to pod tym względem skały przejściowe.

**Tabela 9.1**

Skład chemiczny wybranych próbek skał z grupy Andahua

Składnik	Dolina Wulkanów								
	MS1	YM1	DK3	VCO	ARCH1	C1A	AC3	J1	CH2S
	latyt	benmoreit	latyt	benmoreit	trachit	benmoreit	latyt	latyt	benmoreit
[% wag.]									
SiO <sub>2</sub>	59,51	58,50	60,21	57,24	61,76	57,79	58,83	59,13	57,75
TiO <sub>2</sub>	1,30	1,30	0,98	1,31	1,00	1,27	1,14	1,16	1,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,96	16,88	15,95	16,66	15,90	16,93	16,75	16,74	17,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,15	6,92	5,82	7,17	5,42	6,64	6,20	6,05	6,75
MnO	0,07	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08
MgO	2,39	2,72	2,75	3,60	2,23	2,69	2,39	2,37	2,85
CaO	5,16	5,90	5,44	6,60	4,66	6,08	5,40	5,39	6,16
Na <sub>2</sub> O	4,83	4,71	4,26	4,39	4,91	4,49	4,94	4,51	5,43
K <sub>2</sub> O	3,13	2,57	2,56	1,80	3,02	2,44	3,02	2,58	2,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,65	0,61	0,45	0,47	0,47	0,51	0,64	0,47	0,65
LOI	0,61	0,33	2,04	1,38	0,21	0,56	0,20	-0,01	0,10
Suma	100,80	100,50	100,50	100,70	99,65	99,50	99,59	98,47	100,70
[ppm]									
Rb	50	51	63	33	93	44	65	56	43
Ba	1413	1286	1365	812	1282	1126	1628	1165	1347
Sr	1094	1156	892	915	913	1054	1273	926	1329
Nb	31	11	19	17	36	11	18	16	17
Zr	282	200	226	152	231	165	234	168	219
Y	13	12	12	11	13	11	12	12	13
Th	3,5	2,5	4,5	2,3	8	2,6	3,5	2,9	2,6
U	0,8	0,6	0,7	0,6	1,5	0,6	0,7	0,6	0,6
La	56	59	50,6	27,2	60,3	39,9	74,1	41,8	59,9
Ce	112	120	97,5	58,7	116	80,5	144	85,7	119
Pr	12,9	12,9	11	7,58	12,9	10,1	15	10,4	13,9
Nd	43,8	42,6	35,7	28,2	41,6	33,4	46,5	33,4	46,9
Sm	7,2	6,8	5,9	5,6	6,9	6,6	8,2	6,4	7,8
Eu	1,85	2,05	1,53	1,58	1,7	1,77	2,06	1,65	2,06
Gd	5,4	5,3	4,6	4,5	5,2	5	5,1	4,8	6
Tb	0,6	0,7	0,5	0,5	0,6	0,5	0,6	0,4	0,7
Dy	2,7	3,1	2,6	2,5	3	2,6	2,8	2,5	3
Yb	0,8	1	1	0,8	1,1	0,8	0,9	0,9	0,9
Lu	0,11	0,13	0,15	0,11	0,16	0,11	0,12	0,12	0,12
Ho	0,4	0,5	0,5	0,4	0,5	0,4	0,5	0,4	0,5
Er	1,1	1,3	1,2	1	1,3	1,1	1,2	1,1	1,2
Cr	20	30	30	80	30	40	30	30	30
Ni	-	-	20	40	-	-	-	-	-
V	151	167	134	186	124	141	141	151	166
Pb	23	9	11	11	15	9	12	-	11
Sb	1,8	2,1	6,5	7,9	7,6	-	1,1	-	9,3

Tabela 9.1 cd.

Składnik	Dolina Wulkanów				B*	Dolina Molloco		D**
	AS1	AYO5	MAM3	A14	AR2	CM	VM21	HT1
	latyt	latyt	latyt	mugearyt	benmo.	trachydacyt	benmo.	mugearyt
[% wag.]								
SiO <sub>2</sub>	60,30	61,09	58,61	54,36	55,28	67,00	59,60	54,51
TiO <sub>2</sub>	1,09	1,05	1,21	1,50	1,43	0,53	1,19	1,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,19	16,41	16,81	16,98	17,09	14,73	16,65	16,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,44	5,64	6,63	8,01	7,56	3,02	5,92	8,11
MnO	0,08	0,07	0,08	0,10	0,10	0,05	0,07	0,11
MgO	3,03	2,35	2,90	4,00	3,36	1,11	2,39	4,32
CaO	5,28	5,37	5,93	6,92	6,50	2,89	5,29	6,81
Na <sub>2</sub> O	3,99	4,63	4,57	4,80	5,16	4,40	5,15	4,39
K <sub>2</sub> O	2,91	2,90	2,64	1,78	2,05	3,51	2,87	2,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,39	0,50	0,57	0,54	0,61	0,20	0,58	0,63
LOI	0,75	0,13	0,49	0,17	0,29	1,33	0,27	0,52
Suma	100,40	100,10	100,40	99,15	99,43	98,77	99,98	99,35
[ppm]								
Rb	77	77	53	29	33	141	67	38
Ba	983	1296	1322	829	1174	906	1423	890
Sr	745	1116	1131	1070	1171	491	1131	1129
Nb	15	16	16	32	21	22	22	24
Zr	196	186	214	163	192	159	253	184
Y	13	11	12	14	14	9	12	17
Th	5,6	4,4	2,9	2,1	3,3	11,5	4,5	4,4
U	1,3	1	0,6	0,5	0,7	3,1	0,9	0,9
La	45,5	56,6	62	35,7	51,5	35,8	61	45,4
Ce	95,3	114	125	75,6	102	68,6	120	94,5
Pr	10,2	11,9	13,3	9,54	12	7,58	13,6	11,6
Nd	34,3	37,6	43	34,5	41,4	24,3	44,9	41
Sm	6,7	7,3	7,9	6,6	7,3	4,2	7,2	7,5
Eu	1,61	1,82	2,01	1,82	2,02	0,98	1,87	1,97
Gd	4,3	4,4	4,8	5,3	5,9	3,2	5,3	6,2
Tb	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,4	0,6	0,8
Dy	2,9	2,7	3	3,1	3,4	2	2,7	3,9
Yb	1,1	0,9	1	1	1,1	0,8	0,9	1,4
Lu	0,16	0,13	0,14	0,13	0,16	0,11	0,12	0,2
Ho	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,3	0,4	0,7
Er	1,4	1,2	1,4	1,3	1,5	0,9	1,1	1,7
Cr	60	30	40	70	50	–	20	110
Ni	–	–	–	40	30	–	–	50
V	154	136	160	200	184	67	141	193
Pb	18	13	11	8	10	20	14	9
Sb	2,1	1,8	1,7	8	7,8	7,3	7,6	13,3

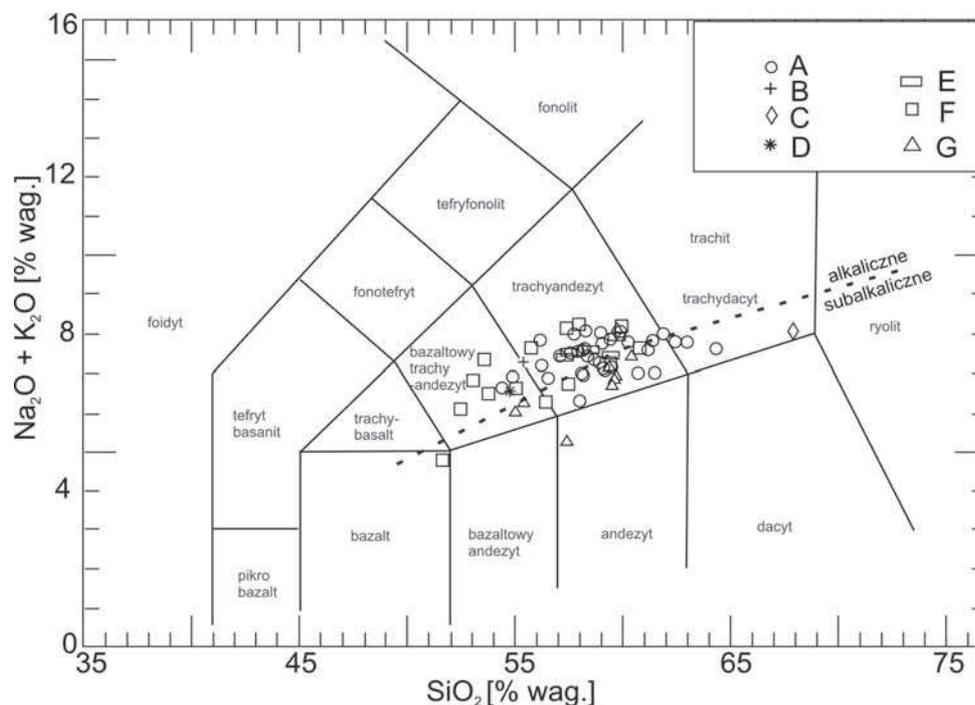
\*B – Antapuna, \*\*D – Laguna Parihuana

Tabela 9.1 cd.

Składnik	Dolina Colca					Pampa Jaran		
	OC1	CAN5	CAN1	CAL2	LAR12	H010	MBS	CP4
	latyt	latyt	latyt	benmo.	latyt	benmo.	mugearyt	benmo.
[% wag.]								
SiO <sub>2</sub>	59,21	59,78	58,4	57,35	57,41	57,66	55,72	58,89
TiO <sub>2</sub>	1,19	1,18	1,17	1,36	0,97	1,27	1,43	1,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,66	16,76	16,65	16,36	15,82	16,73	16,71	16,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,15	6,19	6,2	6,68	5,69	6,38	7,51	5,82
MnO	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,09	0,07
MgO	2,61	2,44	2,39	2,52	2,21	2,51	3,35	2,34
CaO	5,38	5,30	5,19	5,78	5,18	5,52	6,64	5,80
Na <sub>2</sub> O	4,64	4,84	4,7	4,74	4,53	5,18	4,21	5,06
K <sub>2</sub> O	2,75	3,05	2,83	2,60	2,95	2,97	1,94	2,94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,59	0,59	0,59	0,71	0,48	0,66	0,66	0,59
LOI	0,39	0,00	0,2	-0,01	0,18	0,49	1,30	1,70
Suma	99,65	100,2	98,40	98,19	95,50	99,44	99,56	100,90
[ppm]								
Rb	70	73	58	56	89	62	34	62
Ba	1367	1412	1397	1267	1274	1536	1067	1466
Sr	1157	1170	1158	1372	1007	1258	1164	1159
Nb	31	19	13	12	13	24	21	17
Zr	266	234	232	202	194	269	185	263
Y	13	13	13	14	12	13	13	12
Th	5,7	5,5	5,4	4,5	10,5	3,5	2	3,9
U	1,1	0,9	0,9	0,8	2,1	0,7	0,6	0,7
La	66	76,4	74,7	70,6	58	65,9	41,4	62
Ce	128	150	147	143	111	130	84,9	123
Pr	14,3	15,7	15,4	15,5	12,8	14,9	10,3	14,1
Nd	45,8	49,3	46,7	48,2	38,3	49,3	36,5	45,7
Sm	7,3	8,6	8,5	9,1	6,9	7,9	6,7	7,5
Eu	1,81	2,08	1,99	2,22	1,67	2,01	1,82	1,84
Gd	5,4	5	4,8	5,4	4,9	5,8	5,2	5,5
Tb	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6	0,6
Dy	2,8	3,1	3	3,2	2,7	2,9	2,8	2,7
Yb	0,9	1,1	1,1	1,2	1	0,9	0,8	0,9
Lu	0,13	0,16	0,16	0,16	0,15	0,12	0,11	0,12
Ho	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4
Er	1,2	1,4	1,4	1,4	1,3	1,2	1,1	1,2
Cr	30	30	30	30	40	30	60	20
Ni	-	-	-	-	-	-	30	-
V	136	141	139	159	134	149	184	136
Pb	25	11	13	9	12	13	25	12
Sb	5	1,5	1,6	1,7	-	7,2	9,1	8,1

Tabela 9.1 cd.

Składnik	Pampa Jaran				Huambo-Cabanaconde			
	GU12	H58	H44	GL8	SO8	HU2	MJ3	LE3
	mugearyt	benmoreit	mugearyt	mugearyt	latyt	andezyt	latyt	latyt
[% wag.]								
SiO <sub>2</sub>	53,51	55,55	52,35	52,13	58,78	55,39	58,69	59,57
TiO <sub>2</sub>	1,57	1,63	1,40	1,97	0,99	1,21	1,02	0,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,14	16,62	17,2	15,97	16,2	16,25	16,46	16,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,14	7,37	8,22	9,04	6,20	6,82	7,09	6,24
MnO	0,09	0,08	0,11	0,11	0,10	0,08	0,09	0,09
MgO	2,84	2,98	3,69	3,91	2,78	3,31	3,06	2,98
CaO	6,72	6,46	7,38	7,12	5,40	7,28	5,49	5,73
Na <sub>2</sub> O	4,84	5,23	4,57	4,01	3,66	3,27	3,57	3,98
K <sub>2</sub> O	2,45	2,33	2,11	2,02	3,34	1,73	2,98	3,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,84	0,80	0,56	1,06	0,34	0,55	0,33	0,32
LOI	0,10	0,33	1,40	0,60	1,00	3,53	1,41	1,38
Suma	96,23	99,38	98,99	97,94	98,82	99,43	100,20	100,80
[ppm]								
Rb	44	40	25	39	92	35	84	89
Ba	1395	1338	1141	1100	1187	884	996	1078
Sr	1592	1497	959	1627	680	1104	689	709
Nb	14	16	17	13	10	11	11	13
Zr	201	208	223	165	223	161	225	243
Y	13	14	16	15	18	13	17	16
Th	2,4	2,3	3,3	4,3	10,4	4,2	10,4	9,7
U	0,6	0,5	0,7	0,8	2,1	1	2,2	2
La	65,1	60	53,2	71,5	46,7	33,6	51	45,7
Ce	131	123	100	155	91,2	69	100	90,5
Pr	15,8	14,9	12,6	17,8	11	8,75	10,7	10,3
Nd	48,2	50	43	58,3	35,1	31,6	34,4	34,3
Sm	8,8	8,62	7,5	11,1	6,8	5,7	6,9	6,1
Eu	2,29	2,21	2,03	2,76	1,6	1,57	1,6	1,46
Gd	6,1	6,4	6,1	6,6	5,6	4,5	5,1	5,1
Tb	0,7	0,7	0,8	0,8	0,7	0,6	0,7	0,7
Dy	3,1	3,2	3,6	3,8	3,6	2,7	3,6	3,4
Yb	0,9	0,9	1,2	1,3	1,5	1	1,5	1,3
Lu	0,13	0,12	0,16	0,17	0,21	0,15	0,21	0,2
Ho	0,5	0,5	0,6	0,7	0,7	0,5	0,6	0,6
Er	1,3	1,2	1,5	1,7	1,8	1,2	1,8	1,6
Cr	30	30	70	70	30	20	40	30
Ni	–	–	40	–	–	–	–	20
V	185	195	206	219	157	178	163	164
Pb	–	10	9	12	11	14	14	13
Sb	–	7,5	10,8	1,9	–	5,6	1,7	6,2



**Rys. 9.1.** Chemiczna klasyfikacja TAS (*total alkali-silica*) skał grupy Andahuasi (La Maitre *et al.* 1989) (Gałaś 2011). Granica między skałami alkalicznymi i subalkalicznymi wg Irvin & Baragar (1971). Regiony występowania grupy Andahuasi: A – Dolina Wulkanów, B – Antapuna, C – Dolina Molloco, D – Laguna Parihuana, E – Dolina Colca, F – Pampa Jaran, G – Huambo-Cabanaconde

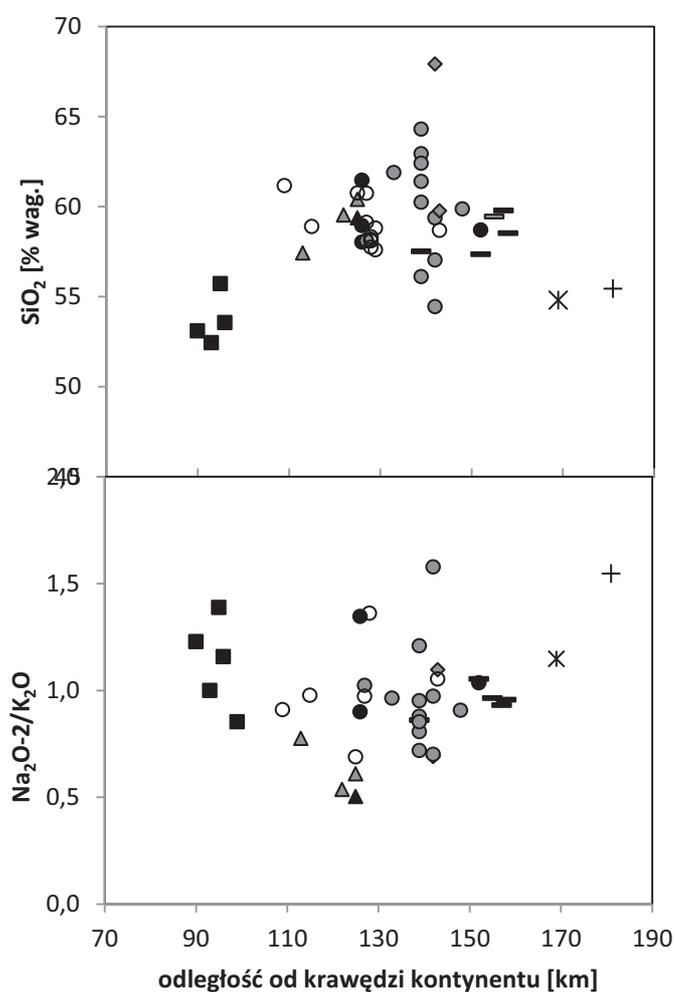
Wulkany grupy Andahuasi znajdują się w odległości 90–180 km od zachodniej krawędzi kontynentu Ameryki Południowej. Początkowo wraz ze zwiększaniem tej odległości (rys. 9.2) zaznacza się wzrost zawartości  $\text{SiO}_2$  w produktach tych wulkanów. Jednak lawy z najbardziej oddalonych wulkanów, regionów Antapuna i Laguna Parihuana, mają w stosunku do tego trendu wyraźnie za niską zawartość krzemionki. Lawy z Doliny Wulkanów także wyraźnie zaprzeczają istnieniu takiego trendu, gdyż niemal równoległa, do krawędzi kontynentu, rozciągłość Doliny powoduje, że na wykresie (rys. 9.2) mieszczą się one pomiędzy 120 a 150 km. Jednak w samej Dolinie Wulkanów różnica w zawartości  $\text{SiO}_2$  sięga 10%. Pewną korelację obserwuje się dla law I generacji, w których wraz z oddalaniem się od krawędzi początkowo rośnie zawartość  $\text{SiO}_2$ , by po osiągnięciu dystansu 140 km zacząć spadać (rys. 9.2). Interesująca jest natomiast zmienność stosunku  $\text{Na}_2\text{O} - 2 / \text{K}_2\text{O}$  (rys. 9.2). Z wykresu można się dopatrzeć ujemnej korelacji dla odległości 90–130 km. Dla większej odległości od krawędzi kontynentu brak korelacji.

Z analizy przestrzennego zróżnicowania chemizmu law wynikają następujące uogólnienia (rys. 6.1):

- w północnej części Doliny Wulkanów (Panahua, Puca Mauras i Rio Sora) dominują lity,

- w środkowej części Doliny Wulkanów, pomiędzy Niñamama a Sucna, przeważają benmoreity,
- na południe od Kanionu Colca (Pampa Jaran i Huambo-Cabanaconde) wśród law dominują benmoreity i mugearyty,
- w rejonie Chivay występują lity,
- lawa z krateru położonego na grani Cerro Jajacuchu nad Huambo jest średnio potasowym andezytem.

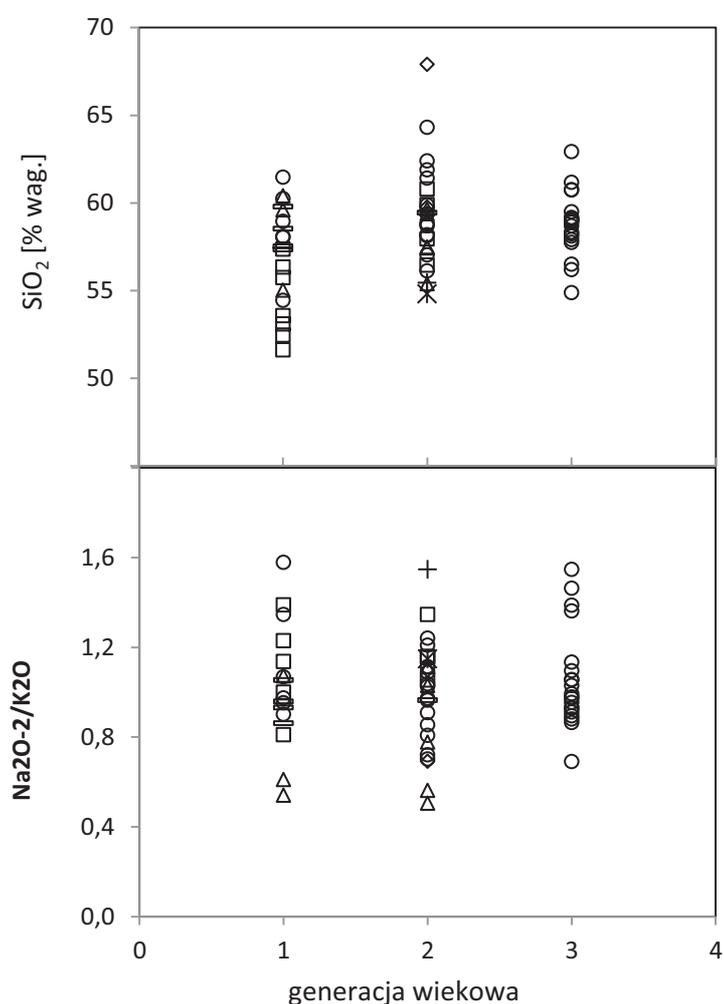
Podsumowując, lawy Andahua nie wykazują wyraźnych związków pomiędzy położeniem względem krawędzi kontynentu a zmiennością składu chemicznego.



**Rys. 9.2.** Zróżnicowanie zawartości  $\text{SiO}_2$  i stosunku  $\text{Na}_2\text{O}-2/\text{K}_2\text{O}$  w skałach grupy Andahua w zależności od odległości do krawędzi kontynentu Ameryki Południowej. Czarne wypełnienie oznacza I, szare – II, a białe – III generację wiekową, objaśnienia symboli jak do rysunku 9.1

Najstarsze lawy są stosunkowo ubogie w  $\text{SiO}_2$ . Kolejne lawy (II generacji) są generalnie bogatsze w krzemionkę i jednocześnie najbardziej zróżnicowane pod względem jej zawartości. Lawy ostatniej generacji mają pośredni skład i wykazują najmniejsze zróżnicowanie (rys. 9.2).

Wulkanity grupy Andahua występujące w regionie Dolina Wulkanów wykazują tylko nieco mniejsze zróżnicowanie składu chemicznego (rys. 9.1). Przeważają nieznacznie wzbogacone w potas lity, które reprezentują lawy najstarszych i najmłodszych faz aktywności w dolinie. Benmoreity z dużą zawartością sodu współwystępują z nimi, ale dominują w trzeciej generacji law; współwystępują także w najmłodszym etapie aktywności kopuł Sucna i Niñamama. Skąły kwaśniejsze wykazują nieco wyższą zawartość potasu (rys. 9.3).



Rys. 9.3. Zróżnicowanie chemizmu law grupy Andahua w czasie, objaśnienia symboli jak do rysunku 9.1

Skały z pola Puca Mauras wykazują największe zróżnicowanie spośród zebranych w Dolinie Wulkanów próbek, wliczając także dostępne analizy innych autorów (Delacour *et al.* 2007 – 5 prób, Sørensen & Holm 2008 – 2 próby). Spośród siedmiu analiz z wulkanu Puca Mauras: 3 odpowiadają dacytom, 1 – trachitom, a 3 – litytom. Także lawy z małej kopyły Chipchane (ARCH1) na diagramie TAS mieszczą się w polu trachitów.

Do wyjątków należą lawy spływające do Doliny Wulkanów z Kordyliery Chila w stronę laguny Chachas, które określono jako mugearyty. Mugearyty znaleziono także (Sørensen & Holm 2008) na wulkanie Chilcayoc Grande, którego aktywność datowana jest na czasy historyczne. Pięć pozostałych analiz z Chilcayoc Grande (Delacour *et al.* 2007, Sørensen & Holm 2008, analiza autora – CH2Scoria) odpowiada benmoreitom.

Wydaje się, że oprócz pola lawowego Puca Mauras zwykle podczas poszczególnych erupcji dostarczana porcja magmy nie podlegała już różnicowaniu. Cztery próbki law pobrane wzdłuż potoku wypływającego z kopyły Sucna aż po Kanion Colca mają zbliżony skład chemiczny odpowiadający litytom.

Próbka z regionu Antapuna wykazuje duże podobieństwo pod względem składu chemicznego do wcześniej opisanych law z Doliny Wulkanów. Na diagramie TAS próbka AR2 zajmuje pozycję na linii pomiędzy mugearytem a benmoreitem a próbka HT1 z regionu Laguna Parihuana znajduje się w polu bazaltowych trachyandezytów i reprezentuje mugearyt (rys. 9.1).

Skały z wulkanu Marhuas w Dolinie Molloco (próbka VM21) wykazują znaczne podobieństwo do skał z Doliny Wulkanów. Próbka CM z C. Coropuna położonego około 6 km na zachód od wulkanu Marhuas ma jednak inną charakterystykę. Na diagramie TAS VM21 znajduje się w polu trachyandezytów i reprezentuje benmoreit, a próbka CM zajmuje pozycję trachydacytów, blisko pola dacytów i ryolitów. Po określeniu składu normatywnego ustalono, że to trachydacyt. Zawartość  $\text{SiO}_2$  jest wysoka i wynosi dla VM21 – 59,6% i dla CM aż 67%.

Pięć próbek z Doliny Colca wykazuje duże wzajemne podobieństwo pod względem składu chemicznego (tab. 9.1). Na diagramie TAS wszystkie lokują się w polu trachyandezytów i określono je jako lityty, a tylko jedną próbkę (CAL2) jako benmoreit. Zawartości większości głównych składników – z wyjątkiem żelaza i manganu – mieszczą się w zakresie typowym dla mugearytów i litytów (La Maitre 1976).

Skały z regionu Pampa Jaran charakteryzują się znacznym zróżnicowaniem składu chemicznego (tab. 9.1). Na diagramie TAS najwięcej próbek koncentruje się w polu trachyandezytów, ale są także w polu bazaltowych trachyandezytów, a lawy z wulkanu Tururunca (Delacour *et al.* 2007; w tekście użyto pomyłkowo nazwy Tururuma, próbka vol6) znajdują się w narożniku pola bazaltów na styku z trachybazaltami, bazaltowymi trachyandezytami i bazaltowymi andezytami. Nieznacznie przeważają bogate w Na benmoreity, które reprezentują lawy młodszych faz aktywności w regionie oraz stratowulkan Glorihuasi. Mugearyty dominują wśród najstarszych law w Dolinie Glorihuasi oraz występują na wulkanach Marbas Grande i Tururunca. Na polu lawowym Jaran są obecne także lityty.

Analizy chemiczne wykazały, że lawy i scoria z regionu Pampa Jaran są pod względem zawartości  $\text{SiO}_2$  pośrednie, ale bardziej zasadowe niż w innych regionach, z przewagą sodu nad potasem. Zawartość  $\text{SiO}_2$  wynosi 51,43–60,65%,  $\text{K}_2\text{O}$  1,38–3,05%, a  $\text{Na}_2\text{O}$  3,37–5,23% (tab. 9.1). Na omawianym obszarze przeważają benmoreity.

Lawy z regionu Huambo-Cabanaconde koncentrują się w polu trachyandezytów na diagramie TAS, ale są także w obrębie pola bazaltowych trachyandezytów, wyjątkowo projekcja lawy ze stoku C. Jajacuchu znajduje się w polu andezytów blisko granicy z polem bazaltowych andezytów (rys. 9.1). Generalnie w regionie Huambo-Cabanaconde przeważają latyty, a współwystępują z nimi mugearyty.

Dla porównania: produkty wulkanów grupy Barroso (Coropuna, Hualca Hualca, Ampato, Sabancaya) znajdujących się w bezpośrednim sąsiedztwie Kanionu Colca i Doliny Wulkanów są bogatsze w krzemionkę. Zawartość  $\text{SiO}_2$  wynosi w nich 55,8–72,5%,  $\text{K}_2\text{O}$  2,8–4,99%, a  $\text{Na}_2\text{O}$  1,8–5,5%. Od law grupy Andahua są bogatsze w potas. Na diagramie TAS mieszczą się głównie w polu dacytów oraz w mniejszym stopniu wysokopotasowych andezytów, trachyandezytów, trachydacytów i ryolitów (Mamani *et al.* 2008).

## 9.2. Pierwiastki główne i śladowe

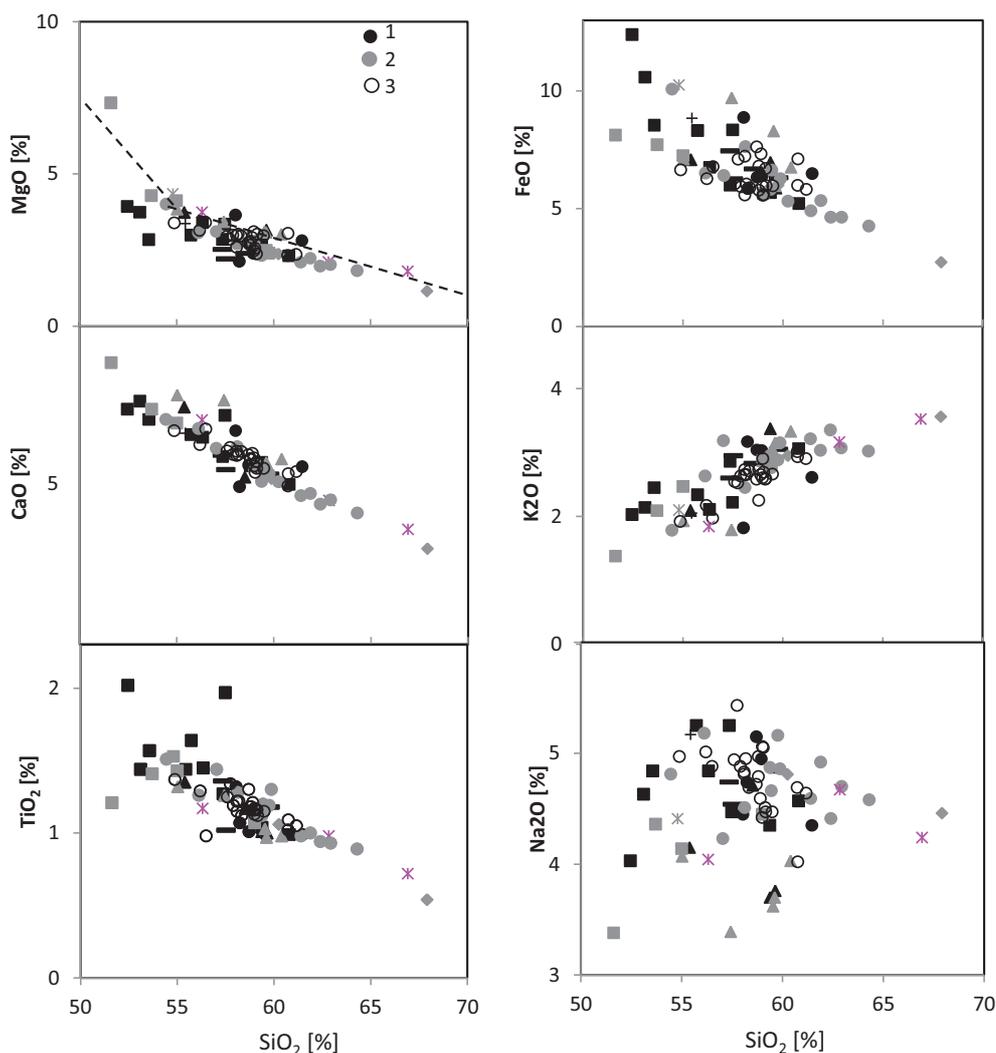
Wykonane dla pierwiastków głównych i śladowych diagramy Harkera wykazują różny stopień korelacji, a niekiedy znaczne rozproszenie poszczególnych wartości.

Na podstawie diagramów Harkera dla głównych tlenków (wyniki analizy z tab. 9.1 przeliczono na 100% po odjęciu zawartości LOI) w wulkanitach Andahua można zauważyć wyraźnie ujemną korelację MgO i CaO z zawartością krzemionki (rys. 9.4). Brak natomiast korelacji  $\text{Na}_2\text{O}$  i Ba z krzemionką. W przypadku korelacji MgO można zauważyć podział trendu na dwa segmenty. Zmiana następuje przy zawartości  $\text{SiO}_2$  55–56%. FeO – pewną korelację można dostrzec dopiero w przypadku próbek o zawartości krzemionki powyżej 55–56%. Przy tej samej zawartości  $\text{SiO}_2$ , dodatnia korelacja z  $\text{TiO}_2$  zmienia się na ujemną, przy czym w tym pierwszym, słabo zaznaczonym segmencie uczestniczą wyłącznie skały z regionu Pampa Jaran. Analizowane lawy grupy Barroso dobrze nawiązują do korelacji grupy Andahua i plasują się na przedłużeniu trendu.

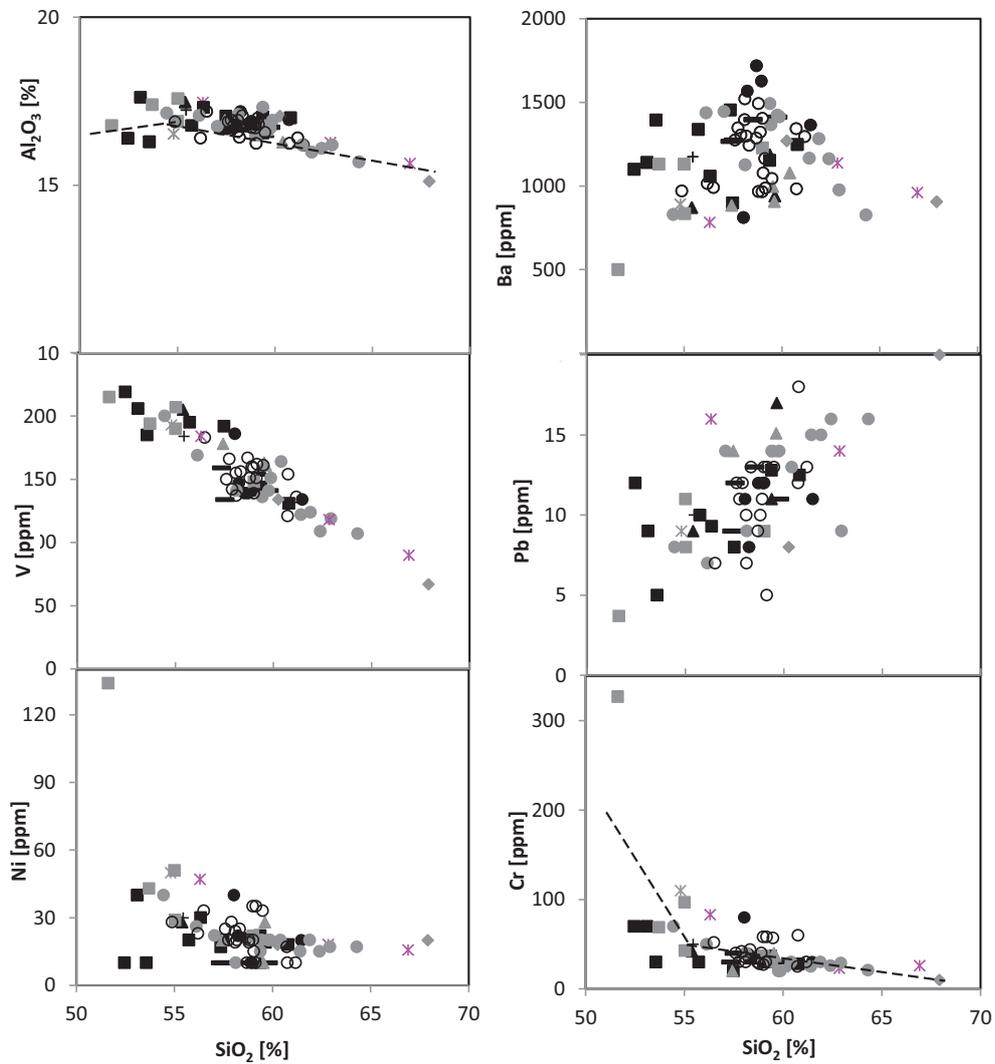
W lawach grupy Andahua ujemna korelacja z zawartością krzemionki V jest wyraźna oraz znacznie słabsza i ograniczona z Ni i Cr (rys. 9.5). Dla tych ostatnich pierwiastków korelacja jest dostrzegalna tylko dla law II generacji wiekowej (rys. 9.5). Trend zmian tych pierwiastków także wykazuje istotną zmianę przy wartości 55–56%  $\text{SiO}_2$  i dzieli się na dwa segmenty. W korelacji  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Ba i Sr obserwuje się przegięcie i zmianę od trendu rosnącego do malejącego. Można z tego wnosić, że Sr przy zawartości poniżej 56%  $\text{SiO}_2$  zachowuje się jak pierwiastek niedopasowany, a powyżej tej wartości jak dopasowany. Istnieje też wyraźna dodatnia korelacja krzemionki z pierwiastkami niedopasowanymi, tj.  $\text{K}_2\text{O}$  i Rb. Dodatnie korelacje Th i U są widoczne w przypadku law z II generacji law (rys. 9.6). Zmiana trendu i jego podział na segmenty obserwowane w poszczególnych wykresach ma miejsce generalnie przy zawartości  $\text{SiO}_2$  55–56%. Wyjątkowo wartość ta jest większa jeżeli chodzi o Pb, Th i U (57–58%  $\text{SiO}_2$ ), a szczególnie Ba (60%  $\text{SiO}_2$ ).

Dodatnia korelacja dla Pb oznacza, że pierwiastek w tym układzie stopu zachowywał się jak niedopasowany. Punkty projekcyjne law pobliskich wulkanów grupy Barroso nawiązują ściśle do tych korelacji (rys. 9.4 i 9.5).

Lawy z regionu Huambo-Cabanaconde (I i II generacja) wykazują wyraźnie dodatnią korelację krzemionki z Th i U, gdzie współczynnik korelacji wynosi około 0,8 (rys. 9.6). Na diagramach obserwuje się wyraźnie ujemne korelacje MgO, CaO, Sr i V z zawartością krzemionki. W przeciwieństwie do całej populacji próbek wulkanitów Andahua, lawy grupy Barroso nie nawiązują do korelacji w tym regionie.



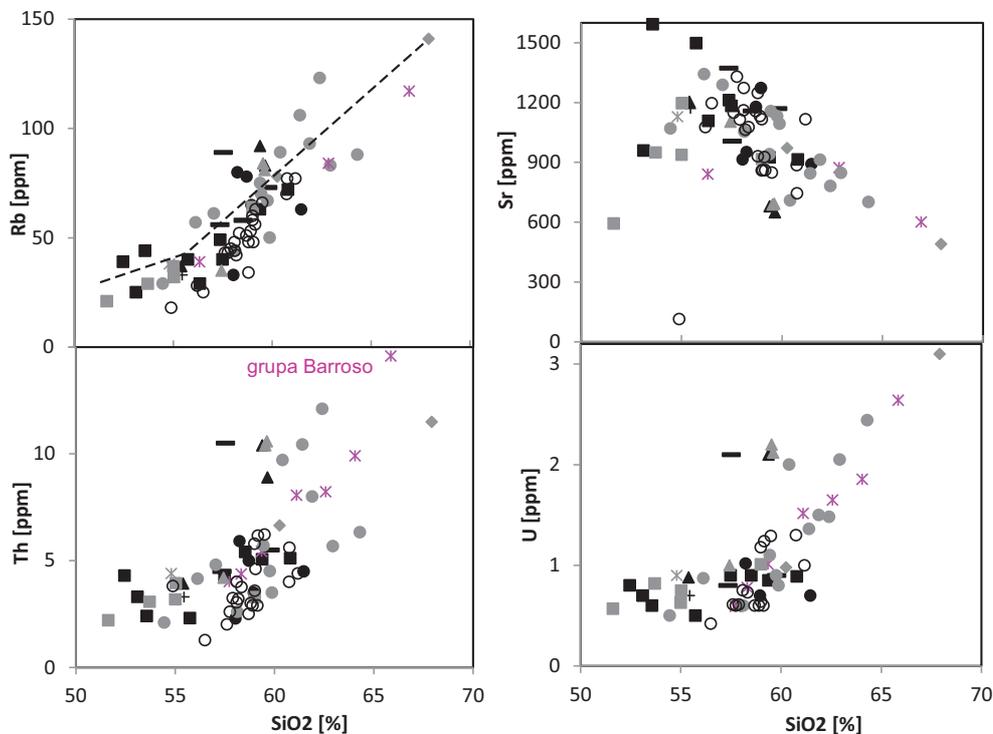
**Rys. 9.4.** Diagramy Harkera w przypadku zależności wybranych głównych tlenków od zawartości  $\text{SiO}_2$  (wyniki analizy z tab. 9.1 przeliczone na 100% po odjęciu zawartości LOI). 1 – I generacja, 2 – II generacja, 3 – III generacja; kształt symboli oznacza lokalizację i został objaśniony na rysunku 9.1. Gwiazdką zaznaczono projekcję wybranych wulkanitów grupy Barroso (Mamani *et al.* 2008)



Rys. 9.5. Diagramy Harkera w przypadku zależności wybranych pierwiastków od zawartości  $\text{SiO}_2$ . Kształt i kolor symboli jak na rysunku 9.4

Próbki law z regionu Pampa Jaran wskazują dodatnią korelację zawartości krzemionki z  $\text{K}_2\text{O}$ , Th, U i Rb oraz mniej wyraźną Ba. Projekcja zawartości Th w lawach grupy Barroso wykazuje dużą zgodność z korelacją grupy Andahua (rys. 9.6). W próbkach z tego regionu brak korelacji  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , FeO, Ni i Ba z  $\text{SiO}_2$ .

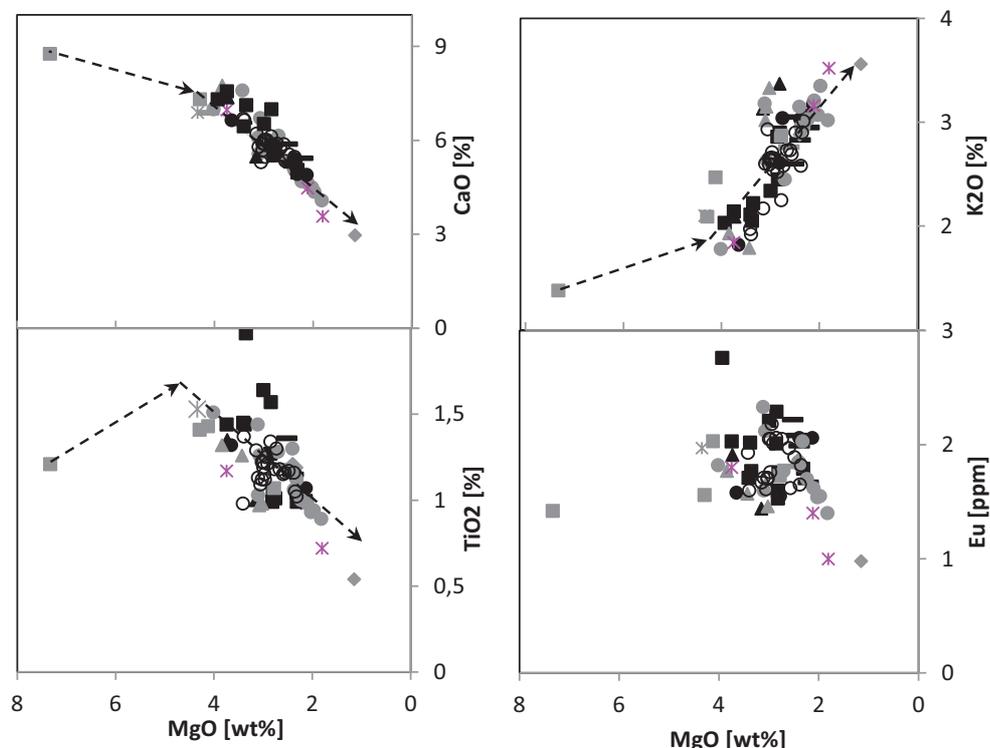
Badania zależności ważnych petrogenetycznie pierwiastków od zawartości MgO ujawniły ujemną korelację z  $\text{K}_2\text{O}$ , dodatnią z CaO i  $\text{TiO}_2$  oraz brak korelacji z Eu (rys. 9.7). Pojedyncza próbka vol6 sugeruje istnienie wyraźnego przełamania trendów, które następuje przy zawartości 4% MgO. Próbka vol6 zawiera najwyższe zawartości nie tylko Mg, ale także Cr, Ni.



Rys. 9.6. Diagramy Harkera w przypadku zależności wybranych pierwiastków od zawartości  $\text{SiO}_2$ . Kształt i kolor symboli jak na rysunku 9.4

Na przedłużeniu trendów (rys. 9.7) lokuje się zwykle próbka lawy z wulkanu C. Copopuna (próbka CM). Wykazuje ona różnicę stosunków Rb/Cs (33,57 przy średniej w całej populacji 76,27) oraz zawartości Rb, Sr, Cs w porównaniu z pozostałymi skałami grupy Andahua (tab. 9.1). Próbka CM reprezentuje trachydacyty, które wyraźnie są wzbogacone w potas, a wysoka zawartość krzemionki kompensowana jest najniższą zawartością glinu, żelaza, wapnia, magnezu, manganu i fosforu.

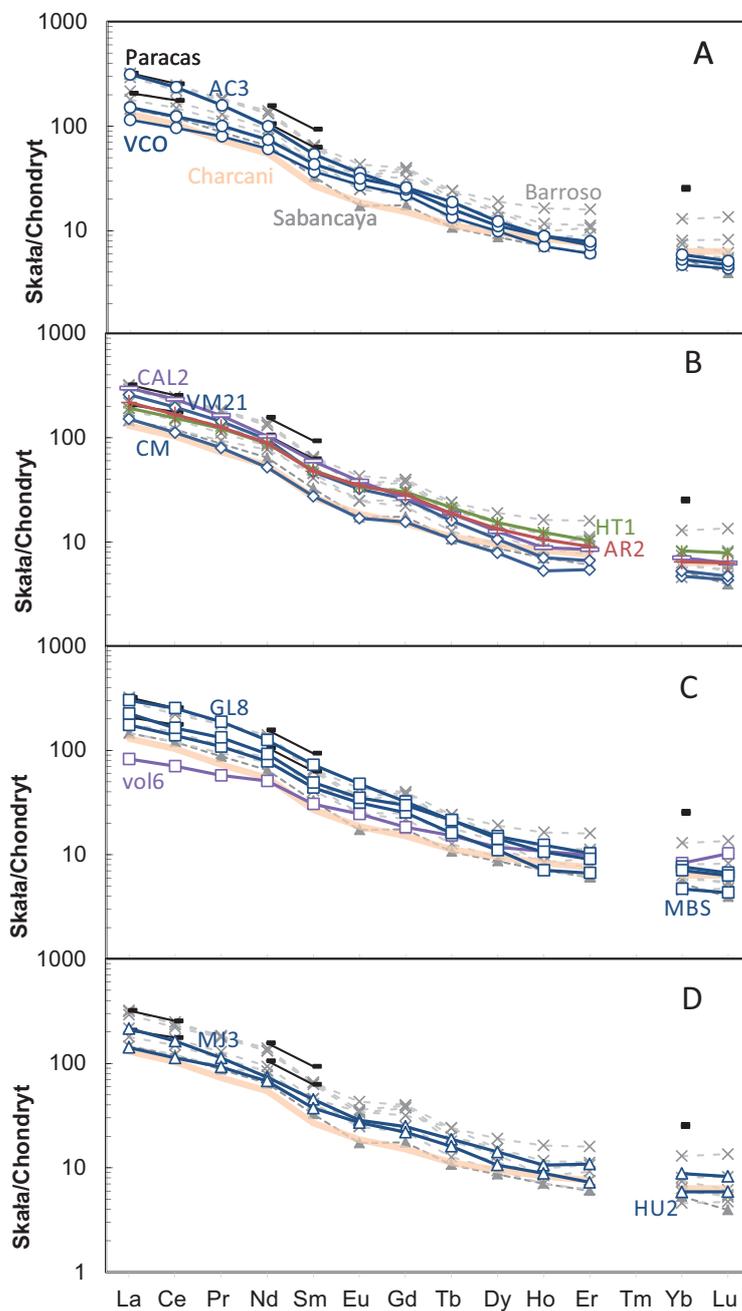
Zawartość pierwiastków ziem rzadkich znormalizowana do chondrytu (Sun & McDonough 1989) pokazuje (rys. 9.8) wzbogacenie law grupy Andahua w LREE (*light rare earth elements*) i zubożenie HREE (*heavy rare earth elements*). Lekkie pierwiastki ziem rzadkich wykazują też większe zróżnicowanie zawartości niż ciężkie. Koncentracja HREE nie przekracza 10-krotnej wartości koncentracji tych pierwiastków w chondrytach. Widoczna jest, aczkolwiek niezbyt duża różnica w zawartości lantanu i ceru, w poszczególnych próbkach. W lawach z wulkanu Ucuya (AC3) jest trzykrotnie więcej La i Ce niż w próbce pobranej z kopuły położonej około 3 km na północ (VCO), lecz generalnie przebieg krzywych w przypadku wszystkich skał grupy Andahua jest w miarę podobny, a przede wszystkim równoległy. Wyjątkami są próbki vol6 i w mniejszym stopniu HT1. Brak wyraźnej anomalii negatywnej dla Eu. Jedynie próbka CM wykazuje nieznacznie tę anomalię.



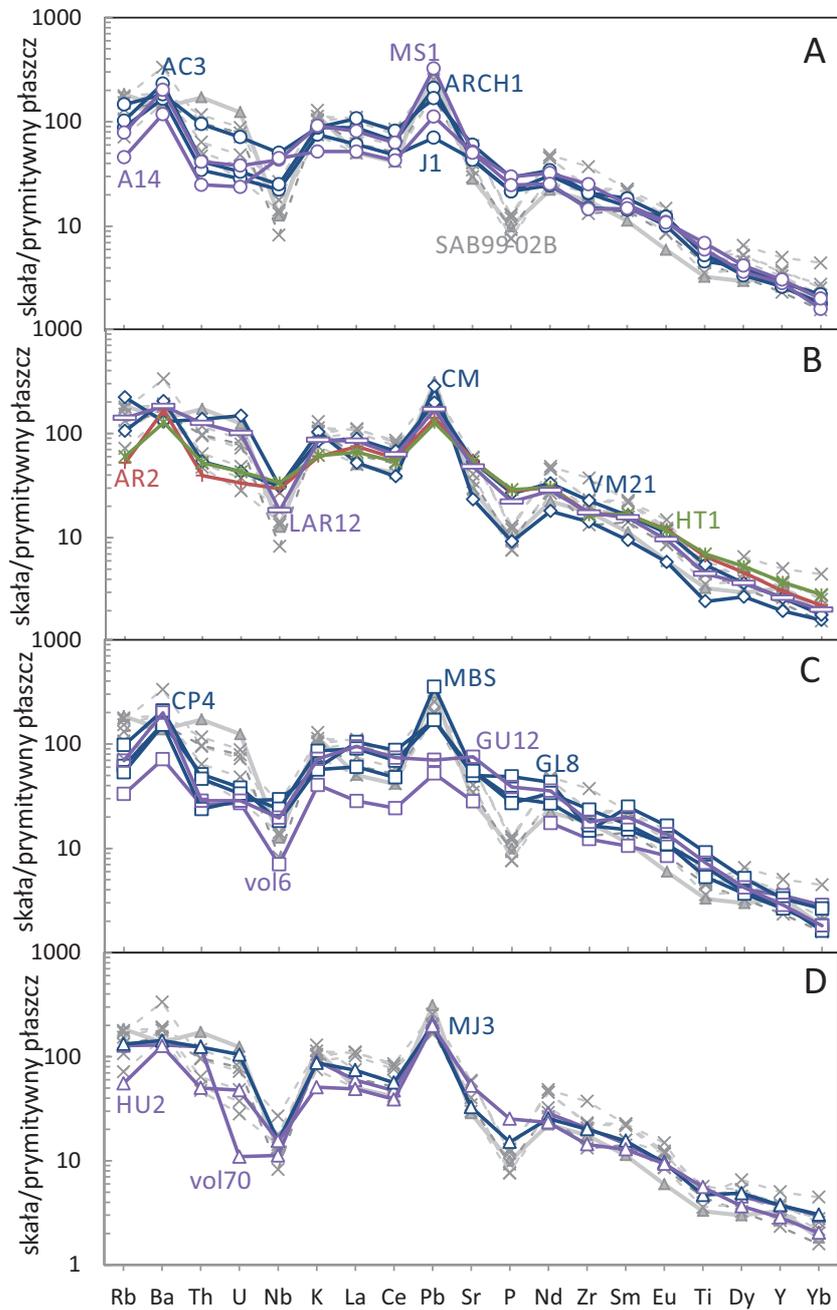
Rys. 9.7. Diagramy Harkera dla zależności wybranych pierwiastków śladowych od zawartości MgO. Kształt i kolor symboli jak na rysunku 9.4

W celu porównania wprowadzono projekcję gnejsu Charcani z masywu Arequipa i niekompletne projekcje skał z masywu Paracas. Wprowadzono także kilka reprezentatywnych próbek law grupy Barroso, w tym jedną pochodzącą z wulkanu Sabancaya SAB99-02B (Mamani *et al.* 2008). Są one bogatsze w HREE, których koncentracja przekracza 10-krotną wartość koncentracji tych pierwiastków w chondrytach. W przypadku skał tej grupy dostrzegalna jest anomalia Eu. Zawartość poszczególnych pierwiastków w gnejsie Charcani jest dobrze dopasowana do krzywych uzyskanych z law grupy Andahua i pokrywa się niemal na całej długości z lawami z wulkanu Sabancaya. Można jednak zaobserwować, że gnejsy Charcani zawierają mniej lekkich pierwiastków ziem rzadkich i więcej ciężkich niż lawy grupy Andahua. Natomiast w stosunku do grupy Barroso gnejs Charcani jest uboższy w pierwiastki obu tych grup (rys. 9.8). Projekcja skał masywu Paracas sugeruje, że są bogatsze we wszystkie pierwiastki ziem rzadkich od skał grupy Barroso i Andahua.

Analiza zawartości pierwiastków niedopasowanych, znormalizowanych do pierwotnego płaszczka (Sun & Mc Donough 1989) wskazuje (rys. 9.9) jeszcze większe zróżnicowanie zawartości zwłaszcza pierwiastków z grupy LIL (*large ion lithophile*). Wyraźne jest wzbogacenie law w Ba i Rb oraz K, La i Th. W przypadku większości law grupy Andahua z Doliny Wulkanów charakterystyczna jest ujemna anomalia Nb. Ta anomalia nie uwidacznia się w projekcji law z Kordyliery Chila (A14) i z północnej części Doliny Sora (MS1).



**Rys. 9.8.** Zawartość pierwiastków ziem rzadkich w lawach grupy Andahuayla normalizowana do chondrytu (Sun & Mc Donough 1989). A – Dolina Wulkanów, B – Dolina Molloco, Dolina Colca i Laguna Parihuana, C – Pampa Jaran, D – Huambo-Cabanaconde. Wykorzystane analizy obce: próbka vol6 (Delacour *et al.* 2007), Charcani, Paracas i Barroso (Mamani *et al.* 2010)



**Rys. 9.9.** Zawartość wybranych pierwiastków w lawach grupy Andahuayla normalizowana do prymitywnego płaszczu (Sun & Mc Donough 1989). A – Dolina Wulkanów, B – Dolina Molloco, Dolina Colca i Laguna Parihuana, C – Pampa Jaran, D – Huambo-Cabanaconde. Wykorzystane analizy obce: próbki vol6, vol70 (Delacour *et al.* 2007), Barroso (Mamani *et al.* 2009)

Bardzo wyraźną i powtarzalną anomalię dodatnią tworzy Pb, którego zawartość maksymalna 23 ppm w próbce MS1 przekracza pięciokrotnie zawartość tego pierwiastka w produktach wulkanu Jechapita J1 (poniżej progu oznaczalności 5 ppm) (rys. 9.9). Także Th na diagramie wykazuje znaczną zmienność. Brak ujemnej anomalii Sr, Eu i Ti. Natomiast negatywna anomalia P może świadczyć o frakcjonalnej krystalizacji apatytu.

Wulkanity Andahua wykazują silne związki genetyczne. Tylko pojedyncze próbki odznaczają się pewnymi różnicami w stosunku do pozostałych skał. Zawartości pierwiastków ziem rzadkich znormalizowane do chondrytu (Sun & Mc Donough 1989) lokują krzywą dla trachydacytu z C. Coropuna (próbka CM) poniżej krzywej dla Doliny Wulkanów. Lawy z potoku koło Lari (próbka LAR12) w Dolinie Colca wykazują najwyższe wartości Th i U spośród omawianych law grupy Andahua. Anomalia niobu jest małodostrzegalna w próbkach z regionu Pampa Jaran. Andezyt (HU2) z C. Jajacuchu wyróżnia brak anomalii fosforu.

Na tle skał grupy Andahua przedstawiono projekcje law wulkanu Sabancaya należącego do grupy Barroso, które są bardziej wzbogacone w Rb, Th, U oraz zubożone w P, Eu, Ti i Dy (rys. 9.9). Pewne podobieństwo do tej próbki wykazuje próbka z kopuły C. Coropuna (CM), która ze względu na swój charakter chemiczny jest wyjątkowym przypadkiem w zespole law Andahua. Pozostałe krzywe próbek grupy Barroso wykazują nieco bardziej podkreślone anomalie występujące także w grupie Andahua. Dotyczy to np. anomalii Nb i P. Ujemna anomalia Ti, niezbyt wyraźna w przypadku law grupy Andahua, jest dobrze czytelna.

### 9.3. Skład izotopowy

Większość oznaczeń izotopowych wykonano dla skał z Doliny Wulkanów (19 – Delacour *et al.* 2007, 2 – Sørensen & Holm 2008, 4 – Gałaś). Pojedyncze oznaczenia pochodzą z regionu Huambo-Cabanaconde (3) oraz Pampa Jaran (6) (7 – Delacour *et al.* 2007, 2 – Gałaś). Wykonano jedno oznaczenie law z Doliny Colca.

Stosunki izotopów  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mieszczą się w wąskim przedziale 0,70591–0,70694 (Delacour *et al.* 2007) (tab. 9.2). Są to jednocześnie stosunkowo wysokie wartości, na tle całych Andów, ale mieszczą się w zakresie typowym dla CVZ (James *et al.* 1976). Najwyższą wartość  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mają lawy pochodzące z jednego ze stożków piroklastycznych z regionu Pampa Jaran. Także wysokie wartości mają próbki z wulkanu Tururunca (0,706693) i jego otoczenia (0,706708), dwie próby z regionu Huambo-Cabanaconde (0,706592 i 0,706633) oraz jedna z Doliny Wulkanów (0,706647) (Delacour *et al.* 2007). Najniższe wartości wykazały próbki pochodzące z kilku regionów: Huambo-Cabanaconde (0,705909, Delacour *et al.* 2007), Pampa Jaran (GL8), Dolina Colca (CAN5) oraz z Doliny Wulkanów (AC3, 0,705981 wg Sørensen & Holm 2008).

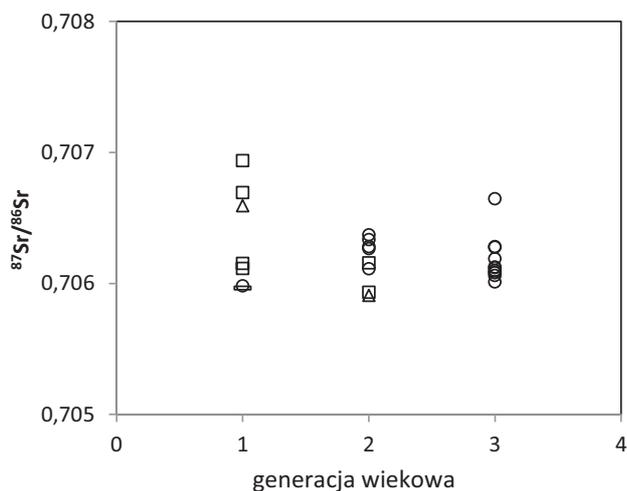
Wartości  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  wykazują pewne zróżnicowanie nawet w populacji próbek zebranych z tych samych wulkanów lub potoków lawy, np. trzy oznaczenia z Puca Mauras 0,706371, 0,706334 i 0,706281 lub lawa z wulkanu Chilcayoc Grande 0,706647 i 0,706098 (Delacour *et al.* 2007). W regionie Doliny Wulkanów, skąd pochodzi największy zbiór próbek trudno dostrzec uporządkowanie. Niskie wartości stosunku  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mają zarówno lawy należące do najstarszej generacji (Ucuya – AC3, Mauras koło Orcopampa wg Sørensen & Holm 2008), jak i najmłodszej (Yana Mauras – YM1). Najwyższą wartość mają lawy spływające z wulkanu Chilcayoc Grande (rys. 9.10).

Stosunek izotopowy  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  zmienia się w niewielkim zakresie od 0,512317 (próbka H99-05 Delacour *et al.* 2007) do 0,512541 (GL8; tab. 9.2). Zależność pomiędzy  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  a  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  analizowana łącznie we wszystkich regionach występowania law grupy Andahua ma negatywną korelację. Oznacza to, że próbki o najwyższych wartościach  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mają jednocześnie najniższe wartości  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  i na odwrót (rys. 9.11). Wartości tego stosunku w przypadku poszczególnych próbek grupy Andahua mieszczą się tylko częściowo w polu typowym dla wulkanitów Centralnej Strefy Wulkanicznej (CVZ). Pozostałe odpowiadają bazaltom wysp oceanicznych (*Oceanic island basalt* – OIB, Wilson 1989). Umieszczone na wykresie pole opisujące grupę Barroso generalnie nawiązuje do oznaczeń law Andahua.

**Tabela 9.2**

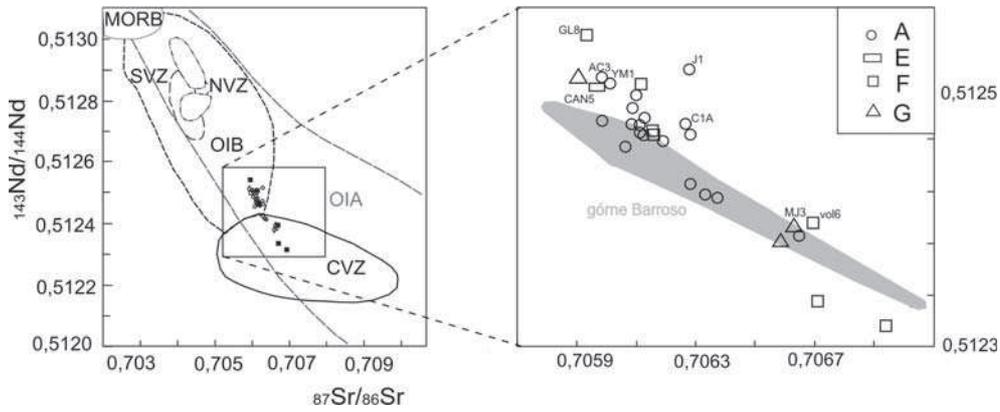
Stosunki  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  i  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  wybranych próbek law grupy Andahua

Próbka	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm(2s)$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
J1	0,706277 $\pm$ 10	0,512515 $\pm$ 0,000016
AC3	0,705981 $\pm$ 6	0,512508 $\pm$ 0,000006
YM1	0,706012 $\pm$ 4	0,512504 $\pm$ 0,000004
CIA	0,706265 $\pm$ 5	0,512472 $\pm$ 0,000004
MJ3	0,706633 $\pm$ 4	0,512393 $\pm$ 0,000001
GL8	0,705933 $\pm$ 3	0,512541 $\pm$ 0,000008
CAN5	0,705965 $\pm$ 4	0,512501 $\pm$ 0,000008

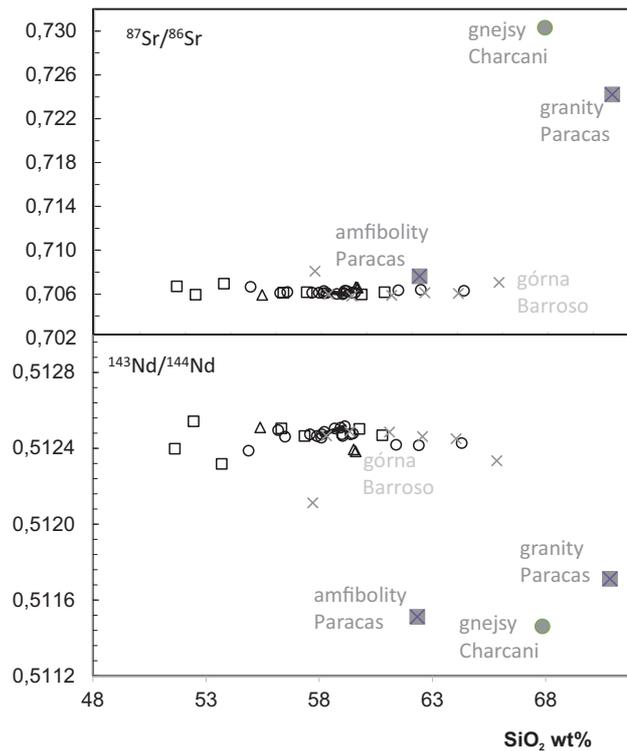


**Rys. 9.10.** Wartość stosunku izotopów  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  w poszczególnych generacjach wiekowych wulkanitów Andahua. Objasnienia symboli jak do rysunku 9.1

**Rys. 9.11.** Zależność stosunków izotopowych  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  –  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  w wulkanitach andyjskich. CVZ – Centralna Strefa Wulkaniczna, SVZ – Południowa Strefa Wulkaniczna, NVZ – Północna



Strefa Wulkaniczna, MORB – bazalty grzbietów śródoceanicznych (*Mid Ocean ridge basalt*), OIB – bazalty wysp oceanicznych (*Oceanic island basalt*), OIA – wulkany oceanicznych łuków wyspowych (*Oceanic island arc*), pola stref wg Wilson (1989). Regiony występowania grupy Andahua objaśniono na rysunku 9.1



**Rys. 9.12.** Zależność stosunków  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  i  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  od zawartości krzemionki. Projekcja skał masywów Arequipa i Paracas wg Mamani *et al.* (2010). Regiony występowania grupy Andahua objaśniono na rysunku 9.1

Delacour *et al.* (2007) podzielili populację próbek na dwie grupy. Wysokimi wartościami  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,706592–0,706938) cechują się lawy pochodzące z regionu Pampa Jaran wraz z wulkanem Tururunca oraz pola Mojonpampa w regionie Huambo-Cabanaconde wraz z jedną próbką z Doliny Wulkanów. W tej grupie znalazły się lawy z wszystkich wyróżnianych grup wiekowych (środkowy plejstocen-holocen). Pozostałe próbki, zaliczone do drugiej grupy, cechują się niższymi wartościami  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,705909). Dość wyraźnie wyróżniają się jeszcze próbki z wulkanu Puca Mauras (0,706233–0,706371) wypełniające lukę pomiędzy oboma grupami.

Najszerze spektrum zmienności  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  i  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  wykazują lawy z regionu Pampa Jaran. Mają one graniczne wartości law grupy Andahua, a jednocześnie wyznaczają ujemną korelację między obydwooma stosunkami izotopowymi. Mimo wszystko należy zauważyć, że przy różnej zawartości  $\text{SiO}_2$  wartości  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  i  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  zmieniają się nieznacznie. Na tym tle grupa Barroso wykazuje duże podobieństwo. W porównaniu z prekambryjskim podłożem zakres zmienności tych stosunków jest bardzo mały (rys. 9.12).

## 9.4. Interpretacja procesów magmowych

Skały wylewne i piroklastyczne grupy Andahua wykazują silne związki genetyczne. Na diagramie TAS próbki skał tworzą serię od bazaltów, poprzez bazaltowe trachyandezyty, trachyandezyty do dacytów (rys. 9.1). W Centralnej Strefie Wulkanicznej skały wulkaniczne charakteryzują się wysoką zawartością  $\text{K}_2\text{O}$ , co jest związane z przenikaniem magm przez występujący w podłożu, granitoidowy batolit nadbrzeżny (Wilson 1989). Wulkanity Andahua częściowo odpowiadają tej charakterystyce, jednak część z nich charakteryzuje się niższą zawartością  $\text{K}_2\text{O}$ . Może to oznaczać, że o ile miało miejsce kontaminowanie skałami skorupy kontynentalnej, to proces ten zachodził w zmiennym stopniu.

Przedstawione na diagramach Harkera relacje składu chemicznego między poszczególnymi próbkami, tj. ujemne korelacje dla kilku pierwiastków dopasowanych oraz dodatnie korelacje dla pierwiastków niedopasowanych, można odczytać jako przejaw frakcjonalnej krystalizacji głównie minerałów maficznych (oliwinów i piroksenów) oraz plagioklazów.

Niska zawartość Ni, Cr, Sc oraz MgO w większości próbek wskazuje, że pochodzą z magm, które uległy znacznej ewolucji (tab. 9.1). Najuboższa w  $\text{SiO}_2$  i jednocześnie najuboższa w Mg, Cr i Ni jest próbka vol6 (Delacour *et al.* 2007), która pod względem składu jest najbardziej zbliżona do pierwotnej magmy.

Zmniejszanie ilości Cr i Ni w stopie odpowiada frakcjonalnej krystalizacji oliwinów, a następnie klinopiroksenów. Odzwierciedleniem takiego procesu jest zależność MgO i Cr do  $\text{SiO}_2$  (rys. 9.4 i 9.5). Wyraźne przegięcie, przy wartości 55–56%  $\text{SiO}_2$ , wskazuje zmianę proporcji i/lub składu krystalizujących faz. Początkowo odbywała się krystalizacja oliwinów i klinopiroksenów, a gdy stop zawierał więcej krzemionki, mogły krystalizować także plagioklasy.

W podobny sposób interpretuje się też zmianę przebiegu korelacji z  $\text{TiO}_2$  (rys. 9.4). Po początkowo dodatniej, przy wartości 55–56%  $\text{SiO}_2$ , następuje przegięcie i ujemna korelacja. Nie wskazuje to na powstanie plagioklazów lecz oznacza warunki sprzyjające krystalizacji magnetytu.

Powstaje pytanie, czy frakcjonalna krystalizacja obejmuje również plagioklasy. Na frakcjonalną krystalizację wskazywałaby ujemna korelacja Ca oraz Sr z  $\text{SiO}_2$ . Jednak powinna jej odpowiadać pozytywna korelacja z Na. Tymczasem widoczne jest rozproszenie projekcji dla Na i częściowo także dla Sr co wskazuje raczej na procesy dyferencjacji magmy w płytszych częściach skorupy (rys. 9.4 i 9.5).

Powyżej 55–56%  $\text{SiO}_2$  w stopie daje się zauważyć wzrost koncentracji Rb, Th i U co można odczytać jako efekt krystalizacji kolejnych minerałów skałotwórczych (rys. 9.6). Także obserwowane w korelacjach  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Rb i Sr z  $\text{SiO}_2$  przegięcie sugeruje, że frakcjonalna krystalizacja z udziałem plagioklazów miała miejsce przy zawartości większej niż 56%  $\text{SiO}_2$  (rys. 9.5 i 9.6).

Także na diagramach zależności  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  i  $\text{TiO}_2$  do  $\text{MgO}$  można dopatrzeć się segmentów wskazujących na zmiany krystalizujących ze stopu faz mineralnych (rys. 9.7). Przy zmniejszającej się zawartości  $\text{MgO}$  pierwszy segment (słabo udokumentowany, tylko próbka vol6) odpowiadałby frakcjonalnej krystalizacji oliwinów, klinopiroksenów i plagioklazów. Po przegięciu poniżej zawartości 4%  $\text{MgO}$  zaczyna się krystalizacja zespołu klinopirokseny, plagioklasy i magnetyt.

Na diagramach pajęczych, gdzie podano znormalizowane do wartości chondrytu zawartości pierwiastków REE, wyraźnie uwidacznia się wzbogacenie w LREE (*light rare earth elements*), które może oznaczać wpływ fluidów powstałych przy dehydratacji płyty oceanicznej (rys. 9.8). Równoległy przebieg krzywych dla poszczególnych próbek potwierdza komagmowość skał grupy Andahua. Wyjątkowo krzywa dotycząca próbki bazaltu vol6 przecina pozostałe krzywe, co można wiązać z odmiennym przebiegiem procesu dyferencjacji lub ostatecznie z inną genezą magmy macierzystej.

Z analizy diagramów koncentracji REE znormalizowanej do prymitywnego płaszcza wynika, że nastąpiło selektywne wzbogacenie stopu w pierwiastki o niskim potencjale jonowym: Ba i Rb oraz w mniejszym stopniu K i Th (rys. 9.9). Równocześnie nastąpiło zubożenie w pierwiastki o wysokim potencjale jonowym tj. Nb, Ce, P oraz Ti. Dla większości próbek wyraźna jest ujemna anomalia Nb, która potwierdza kontaminację składnikami pochodzącymi z wytopienia skorupy kontynentalnej i/lub generowanie stopów magmowych powstałych ponad strefą subdukcji przy udziale fluidów. Nie ujawniają się ujemne anomalie Sr i Eu, co może wskazywać na osłabienie znaczenia frakcjonalnej krystalizacji plagioklazów. Wyraźne minimum P oznacza frakcjonalną krystalizację apatyty.

Generalnie nieduży rozrzut wartości  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  w skałach grupy Andahua o stosunkowo dużej zmienności zawartości  $\text{SiO}_2$  może sugerować jedno źródło magmowe. Jest to możliwe, przy założeniu, że nie doszło do dostarczenia Sr w wyniku kontaminowania skałami skorupy kontynentalnej. Skały stanowiące podłoże, gnejsy Charcani i granity Paracas, mają zdecydowanie wyższe zawartości Sr, co nie wyklucza kontaminowania tym pierwiastkiem magm zasilających wulkany Andahua. Efekty kontaminacji potwierdza też wartość  $\delta^{18}\text{O}$  (Delacour *et al.* 2007). Negatywna korelacja pomiędzy  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  a  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  jest oznaką działania fluidów uwolnionych z subdukowanej płyty (Rogers & Hawkersworth 2000).

Dwie populacje skał wyróżnili Delacour *et al.* (2007), analizując zależność pomiędzy stosunkami  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  a  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Wartości stosunku  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  stały się też podstawą wydzielenia dwóch typów magm zasilających osobno pola lawowe w Dolinie Wulkanów i w okolicy Huambo. Mamani *et al.* (2010) przyjęli, że te pola położone są w strefie przejściowej na szwie rozdzielającym dwa bloki skorupy – masyw Paracas na północy i Arequipa na południu.

Zbadano (Delacour *et al.* 2007) wartość  $\delta^{18}\text{O}$  w lawach – 7,1–10‰, w plagioklazach – 8–12,5‰ i w piroksenach – 7,5–8,7‰. W porównaniu z pierwotną magmą bazaltową ze strefy subdukcji, której średnia wartość  $\delta^{18}\text{O}$  wynosi  $6,2\text{‰} \pm 0,7\text{‰}$  (Harmon & Hoefs 1995) badane lawy wykazują wyższe wartości  $\delta^{18}\text{O}$ . Pozwoliło to na sformułowanie następujących przypuszczeń: magma asymiluje prekambryjskie gnejsy Charcani (masyw Arequipa) oraz piaskowce i wapień występujące w podłożu (Delacour *et al.* 2007).

Przy uwzględnieniu większej populacji prób można zauważyć, że te przypuszczenia nie zawsze się potwierdzają. Oprócz typowych dla obszaru Doliny Wulkanów latytów i benmoreitów (obserwowanych przez Delacour *et al.* 2007 i Sørensen & Holm 2008; próbki: vol8, vol32, 121-061) na wulkanie Puca Mauras stwierdzono dacyty i trachity. Większa niż typowa dla grupy Andahua efuzja law mogła spowodować, że na końcowym etapie, w komorze magmowej pozostawał kwaśniejszy stop resztkowy, w którym zachodziła frakcjonalna krystalizacja. Z tego stopu mogłyby pochodzić wyjątkowo zasobne w krzemionkę lawy z wulkanu Puca Mauras i blisko położonej kopuły Chipchane. Na drugim etapie dyferencjacji, który zapewne miał miejsce w płycej położonej komorze, doszło do wzbogacenia w  $\text{SiO}_2$  (do 64,3%) i zubożenia w FeO (4,26–5,78).

Przebieg krzywych oznaczających zawartości pierwiastków w skałach grupy Andahua, znormalizowanych do chondrytu i prymitywnego płaszczu, wskazuje na istnienie powiązań geochemicznych między skałami podłoża, grupą Barroso i Andahua. W przypadku zaznaczonej na wykresach (rys. 9.9) projekcji grupy Barroso wyróżnia się jednak wyraźna, ujemna anomalia Eu i Ti. Pierwsza oznacza dużą rolę frakcjonowania plagioklazów, a druga tytanomagnetytu i/lub ilmenitu. Także stopień wzbogacenia w Ba i K jest większy w grupie Barroso. Jeśli dochodziło do kontaminacji, to magmy zasilające wulkany obu grup były wzbogacane w podobne składniki. Jednak stopień kontaminacji grupy Barroso jest znacznie większy niż grupy Andahua.

Podsumowując, można przypuszczać, że magma macierzysta była zbliżona składem do bazaltu. Powstała ona wskutek wytapiania płaszczu ziemskiego, który tworzy klin nad strefą subdukcji. Przestrzenne zróżnicowanie składu chemicznego law odzwierciedla lokalne zmiany stosunków między wykrystalizowanymi składnikami, resztkowym stopem a skałami otaczającymi, a więc sugeruje istnienie oddzielnych zbiorników magmowych lub istnienie dużego zbiornika, w którego partiach panowały odmienne warunki dyferencjacji. Możliwe też, że dyferencjacja zachodziła w komorach, które różniły się pod względem temperatury, ciśnienia i składu skał otaczających.

W ewolucji stopu dużą rolę odgrywała frakcjonalna krystalizacja następujących faz mineralnych: oliwinów, klinopiroksenów oraz z mniejszym udziałem plagioklazów, prawdopodobnie amfiboli i magnetytu. Równocześnie następowało asymilowanie składników ze skał budujących skorupę kontynentalną. Obserwowane różnice składu chemicznego mogą być efektem kontaminowania różnymi składnikami wytapianymi z gnejsów Charcani, granitów Paracas lub jeszcze innych skał. Możliwe też, że magmy były kontaminowane w strefie działania procesów MASH (*Melting, Assimilation, Storage, Homogenization*).

## 10. Model procesów magmowych

Niezależne modele ewolucji magm zasilających wulkany grupy Andahua przedstawili Delacour *et al.* (2007), Sørensen & Holm (2008) oraz Burket (2008). Modele te są przekonujące i przy stosowanych założeniach oddają obraz ewolucji magm od źródła do erupcji na powierzchni. W pracy przedstawiono próbę uzupełnienia i weryfikacji najważniejszych ustaleń tych prac, wprowadzając do wybranych modeli dane z analiz chemicznych próbek zebranych przez autora. Obliczenia wykonano, wykorzystując program PetroGraph (Petrelli *et al.* 2005).

Omawiane modele stanowią rozszerzenie prostszego modelu, stworzonego dla rejonu południowego Peru w latach 80. (James 1982). Model dotyczy dwóch zespołów wulkanów grupy Barroso – jednego w okolicy Arequipa i drugiego blisko granicy z Chile i Boliwią. Zdaniem Jamesa wstępująca z klina płaszczka magma na pierwszym etapie podlegała kontaminowaniu przez skały budujące masyw Arequipa. Model zakładał, że były to gnejsy Charcani. Procesy te mogłyby zachodzić głębiej niż 50 km. W płyciej położonych komorach magmowych miało dojść do frakcjonalnej krystalizacji plagioklazów, których fenokryształy dominują w lawach obu omawianych zespołów wulkanów (James 1982).

W modelach Delacour *et al.* (2007) i Sørensen & Holm (2008) uwzględniono, możliwość występowania osobno lub razem następujących procesów: frakcjonalnej krystalizacji (FC – *Fractional Crystallization*), asymilacji i frakcjonalnej krystalizacji (AFC *Assymilation and Fractional Crystallization*), kontaminacji, mieszania magm oraz zespołu procesów MASH (*melting, assimilation, storage, homogenization*).

Do stworzenia modeli przyjęto te same założenia, z których wyszli autorzy genezy andezytów w Andach (Carmichael *et al.* 1974, Gill 1981). Przyjęto mianowicie, że magma macierzysta powstaje wskutek działania fluidów migrujących z subdukowanej płyty oceanicznej w klin płaszczka litosfery. Fluidy obniżają temperaturę topnienia i powodują, że tworzą się magmy wynoszone do granicy ze skorupą kontynentu. Na granicy Moho, na skutek znacznego spadku różnicy gęstości stopu i skał otaczających, ruch wznoszący zostaje zatrzymany i może odbywać się frakcjonalna krystalizacja bogatych w Mg i Fe minerałów (np. oliwinów). Tymczasem magma zaczyna nadtapiać skorupę kontynentu, intrudować w jej słabsze partie. Pod wpływem frakcjonalnej krystalizacji i kontaminacji kwaśniejszymi składnikami w jej składzie chemicznym zachodzą zmiany. W efekcie powstaje magma andezytowa (Ringwood 1974, Rogers & Hawkesworth, 2000).

Dalsze kontaminowanie magmy andezytowej przez składniki ze skorupy kontynentu i/ lub frakcjonalna krystalizacja mogą prowadzić do bardziej zaawansowanej ewolucji składu magmy, w tym do wzbogacenia jej w krzemionkę. Prowadzi to na następnym etapie do powstania dacytów lub ryolitów.

## 10.1. Frakcjonalna krystalizacja

W wymienionych wyżej pracach (Delacour *et al.* 2007, Sørensen & Holm 2008) podkreślano, że procesy frakcjonalnej krystalizacji miały ważny udział w ewolucji magm grupy Andahua. Do udowodnienia tej tezy poszczególni autorzy użyli różnych metod z wykorzystaniem danych dotyczących: izotopów tlenu (Delacour *et al.* 2007) oraz zawartości K, pierwiastków śladowych: Rb, Ba, Zr, Nb i Ni (Sørensen & Holm 2008). Ustalono, że modele uwzględniające wyłącznie FC nie pozwalają w pełni objaśnić obserwowanych trendów. Najbardziej zbliżone były modele zakładające, że magma macierzysta miała charakter bazaltu i ewoluowała w kierunku bazaltowych andezytów. Frakcjonalna krystalizacja w tych modelach obejmowała fazy oliwinów, klinopiroksenów oraz klinopiroksenów i plagioklazów. Tylko w przypadku law zasilających wulkany (Chilcayoc Chico, Jeñchana, Sucna) w południowej części Doliny Wulkanów sprawdza się w przybliżeniu model oparty na zależności Ni do Rb, frakcjonalnej krystalizacji klinopiroksenów (Sørensen & Holm 2008).

Rozważania modeli frakcjonalnej krystalizacji oparte na analizie pierwiastków śladowych wykorzystują następującą zależność (Wilson 1989):

$$C = C_L^o \cdot F^{(D-1)} \quad [10.1]$$

gdzie:

- $C$  – wyliczona zawartość pierwiastka śladowego w zdyferencjowanym stopie,
- $C_L^o$  – wyjściowa zawartość pierwiastka śladowego w stopie,
- $F$  – udział pozostałego stopu,
- $D$  – współczynnik rozdziału wykrystalizowanych składników mineralnych w stopie.

$$D = \sum_i X_i \cdot D_i \quad [10.2]$$

gdzie:

- $X_i$  – udział fazy mineralnej ( $i$ ) w stopie,
- $D_i$  – współczynnik rozdziału minerału ( $i$ ) w stopie.

Te zależności zostały zastosowane dla modelu FC w tej pracy. Przyjęto, że w zasadowej magmie następuje frakcjonalna krystalizacja oliwinów, klinopiroksenów i plagioklazów. Po wykonaniu diagramów koncentracji Cr, Ni i Nb w stosunku do Zr (rys. 10.1), na podstawie liniowej regresji wyznaczonej dla pięciu najuboższych w Zr i najbogatszych w Cr próbek (por. Awdankiewicz 2006) wyliczono, że macierzysta magma o hipotetycznej zawartości Cr = 1000 ppm mogła zawierać 71 ppm Zr.

Wartość tę przeniesiono na pozostałe wykresy (rys. 10.1) w celu odczytania zawartości pozostałych pierwiastków przy założeniu, że istnieje korelacja zmienności poszczególnych składników. W efekcie otrzymano skład magmy M1 (tab. 10.1), która mogłaby spełniać rolę magmy źródłowej.

W modelu wykorzystano dodatkowo najuboższą w Zr próbkę z wulkanu Tururunca – vol6 (Delacour *et al.* 2007) reprezentującą prawdopodobnie najbardziej prymitywną w regionie magmę, która osiągnęła powierzchnię Ziemi w wyniku erupcji. Wyróżnia się ona krańcowymi (maksymalnymi lub minimalnymi) zawartościami poszczególnych składników, co powoduje, że jej pozycja na diagramach podkreśla istniejące trendy i korelacje. Jednocześnie

daje się zauważyć brak próbek o składzie pośrednim i pomiędzy próbką vol6, a pozostałymi istnieje wyraźna luka. Krzywa zawartości pierwiastków ziem rzadkich vol6 normalizowanych do chondrytu (rys. 9.9) przecina krzywe pozostałych próbek w części odnoszącej się do pierwiastków z grupy LREE, nie do końca spełniając warunek komagmowości. Z tego też względu prezentowane modele mają charakter przybliżony.

**Tabela 10.1**

Skład chemicznych próbek i hipotetycznych magm wykorzystane do modelowania.

próbka	vol6*	M1	BAS 21**	OCO0708**	OCO0703**
[wt.%]					
SiO <sub>2</sub>	51,43	51,37	67,1	61,77	57,98
TiO <sub>2</sub>	1,21		0,5	1,1	1,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,71		15,4	22,73	16,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,03		4,09	7,81	6,83*
MnO	0,12		0,07	0,09	0,08
MgO	7,30		1,87	1,73	3,4
CaO	8,72		3,44	0,26	6,74
Na <sub>2</sub> O	3,37		3,62	0,4	4,69
K <sub>2</sub> O	1,38		2,63	3,15	2,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29		0,14	0,04	–
LOI	0,38		–	–	–
Total	99,94		–	–	–
[ppm]					
Sr	594		293,5	–	943,3
Rb	21	–	117	118	41,2
Zr	137	3,1	161	327	198,6
Th	2,21	117	1,5	24,1	–
La	19,54	2,2	30,8	76	33,9
Cr	372	25	30	114	–
Ni	134	500	20	54	–
V	215	160	67	107	181
P	1763	250	–	–	–
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,7067	1760	0,7303	0,7076	–

\* Delacour *et al.* 2007, \*\* Mamani *et al.* 2008a

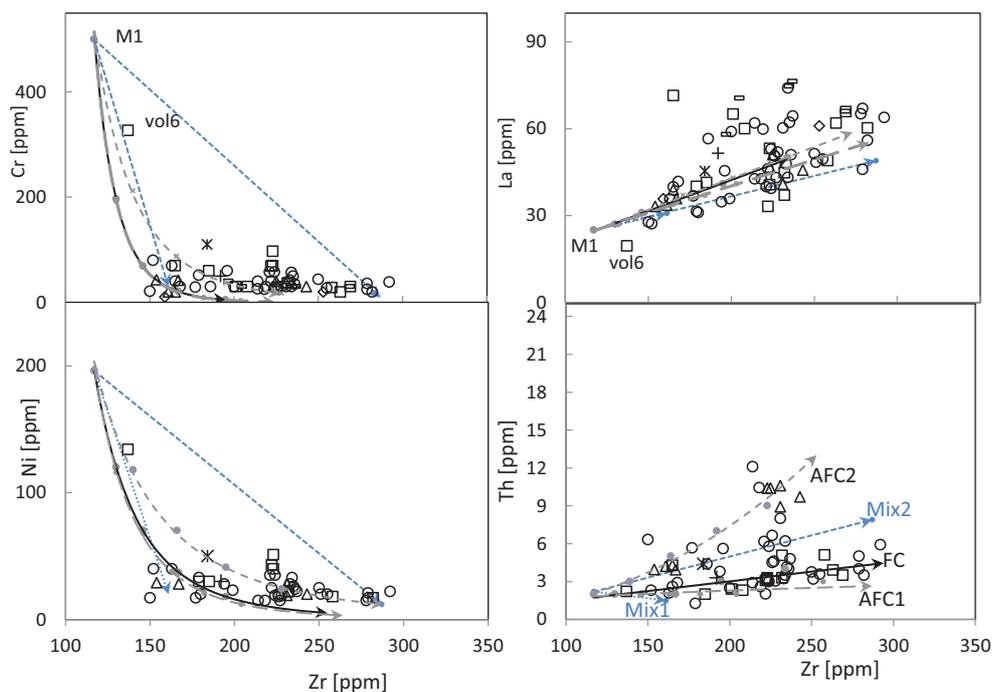
W obliczeniach wykorzystano współczynniki rozdziału D dla bazaltów i bazaltowych andezytów, zestawione przez Awdankiewicza (2006). W wyniku przeprowadzenia wielu obliczeń, z uwzględnieniem różnych zespołów mineralnych, najlepsze rezultaty otrzymano przy założeniu, że proporcje krystalizujących z magmy minerałów były następujące: 0,2ol + 0,24cpx + 0,55pl + 0,01mag.

W oliwinach i klinopiroksenach Zr jest pierwiastkiem wysoce niedopasowanym, a Ni i Cr, odpowiednio w wymienionych fazach są bardzo dobrze dopasowane. W obliczeniach wykorzystano więc zależność zawartości Ni i Zr, która odpowiada przebiegowi krystalizacji oliwinów, Cr i Zr – klinopiroksenów (rys. 10.1).

W przyjętym modelu korelacja w zależności Ni do Zr właściwie ujawnia się tylko w drugiej połowie trendu FC tj., w najbardziej zasadowych i ubogich w Zr skałach grupy Andahua. Lawy zawierające powyżej 220 ppm Zr są nieznacznie wzbogacone w Ni i tworzą

na wykresie osobny trend. W zależności Cr do Zr krzywa modelu FC podobnie koreluje wyłącznie z próbkami law o niskiej zawartości Zr, omijając jednak próbkę vol6. W zależności La i Th do Zr trend modelu FC w miarę dobrze pasuje do istniejących punktów.

W przypadku zależności Ni i Zr od Rb omawiany model FC jest zupełnie niedopasowany do trendu wyznaczonego przez próbki z obszaru badań.



**Rys. 10.1.** Zależność Cr, Ni, La i Th od zawartość Zr w lawach grupy Andahuayana. Linią ciągłą zaznaczono przebieg frakcyjnej krystalizacji w przyjętym modelu. Linie szare, przerywane odpowiadają modelom AFC, niebieskie – modelom mieszania magm, zostały one omówione w dalszej części pracy. Zastosowano projekcję hipotetycznej magmy M1 (tab. 10.1). Regiony występowania grupy Andahuayana objaśniono na rysunku 9.1

Otrzymane wyniki pozwalają na następujące wnioski. Lawy sklasyfikowane jako bazalty i bazaltowe trachyandezyty wykazujące duży udział oliwinów i klinopiroksenów wśród fenokryształów są pochodnymi najbardziej prymitywnych magm źródłowych. Jeśli miała miejsce frakcyjna krystalizacja, to zachodziła ona we wczesnym stadium dyferencjacji magmy macierzystej i obejmowała oliwiny, klinopirokseny i plagioklasy. Żaden model FC nie znajduje potwierdzenia w przypadku zależności od Rb. Prawdopodobnie już we wczesnym stadium dyferencjacji magmy ulegały dyferencjacji w układzie otwartym, np. asymilowały składniki wytapiane ze skał głębokiej skorupy Ziemi. Model ewolucji magm grupy Andahuayana uwzględniający wyłącznie frakcyjną krystalizację (FC) nie sprawdza się w odniesieniu do składu skał zebranych przez autora.

## 10.2. Asymilacja i frakcjonalna krystalizacja

Kolejne modelowanie zakłada możliwość wystąpienia asymilacji i frakcjonalnej krystalizacji (AFC). Taki model ewolucji magm dotyczy większości przypadków w Centralnej Strefie Wulkanicznej (DePaolo 1981). Do wyliczeń często korzysta się z analiz izotopów Sr, Nd, Pb oraz O (Wilson 1989).

Wyraźne różnice geochemiczne law Andahua w poszczególnych regionach mogą być efektem: a) odmiennego składu magm macierzystych, b) asymilacji odmiennych skał, c) asymilacji zróżnicowanych ilości składników ze skał skorupy kontynentu. W dotychczas wykonanych modelach przyjęto założenie, że kontaminantem może być: 1) gnejs Charcani z masywu Arequipa (Delacour *et al.* 2007, Sørensen & Holm 2008) lub 2) gnejs Charcani oraz piaskowce i wapienie z podłoża Doliny Wulkanów (Delacour *et al.* 2007). Wyniki tych modeli, w dotychczasowych opracowaniach, nie są jednoznaczne. O ile z jednej strony wyliczono model, który potwierdza, że kontaminantem jest gnejs Charcani (Delacour *et al.* 2007), to z drugiej strony, korzystając z zależności  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  do Sr i krzywych modeli AFC użytych przez James'a (1982), określono taki scenariusz jako wątpliwy albo nieodgrywający znaczącej roli w ewolucji magm (Sørensen & Holm 2008).

W pracy Mamani *et al.* (2010) zauważono prawidłowość, że młode czwartorzędowe wulkanity wykazują wysokie wartości Sr/Y i Sm/Y, co ma być efektem kontaminacji bardziej maficzną skorupą. Poddając analizie obraz zależności pomiędzy Sr/Y oraz Sm/Yb (rys. 10.2) należy zauważyć, że brak wyraźnego trendu, który wskazywałby na kontaminowanie jednym typem skały skorupowej, na podobnej głębokości, co jest w miarę czytelne w przypadku wulkanów grupy Barroso (szczególnie w przypadku Coropuna i Sabancaya). Można więc przyjąć, że kontaminantem mogły być zarówno gnejsy Charcani, jak i inne skały.

Te wątpliwości wykorzystano w niniejszej pracy do zmodyfikowania modelu w którym kontaminantem mogły być skały, z których zbudowany jest masyw Paracas. Wyraźne różnice w stosunkach  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  i  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  pomiędzy produktami erupcji z regionów Huambo i Dolina Wulkanów sugerują istnienie strefy szwu pomiędzy masywami wzdłuż linii Kanionu Colca (Mamani *et al.* 2010). Gnejs Charcani reprezentuje w modelu próbka BAS 21. Z masywu Paracas są dwie próbki: amfibolit – OCO 0708 (tab. 10.1) i granit – OCO 0703 (Mamani *et al.* 2010). Amfibolit jest w tym wypadku skałą pośrednią pod względem zawartości  $\text{SiO}_2$ , znacznie zasobniejszą w  $\text{Al}_2\text{O}_3$  i  $\text{K}_2\text{O}$  w stosunku do law grupy Andahua. Granit i gnejs są skałami kwaśnymi, wzbogaconymi tylko w  $\text{K}_2\text{O}$ . Skały kontaminujące różnią się wyraźnie zawartością pierwiastków śladowych. Wszystkie zawierają więcej Zr, Nb i Th od law Andahua. Amfibolity wyróżnia wysoka zawartość La, Cr i V. Magmę macierzystą reprezentuje przyjęta w modelu FC M1.

Do wyliczenia modelu AFC posłużono się wzorem (Wilson 1989):

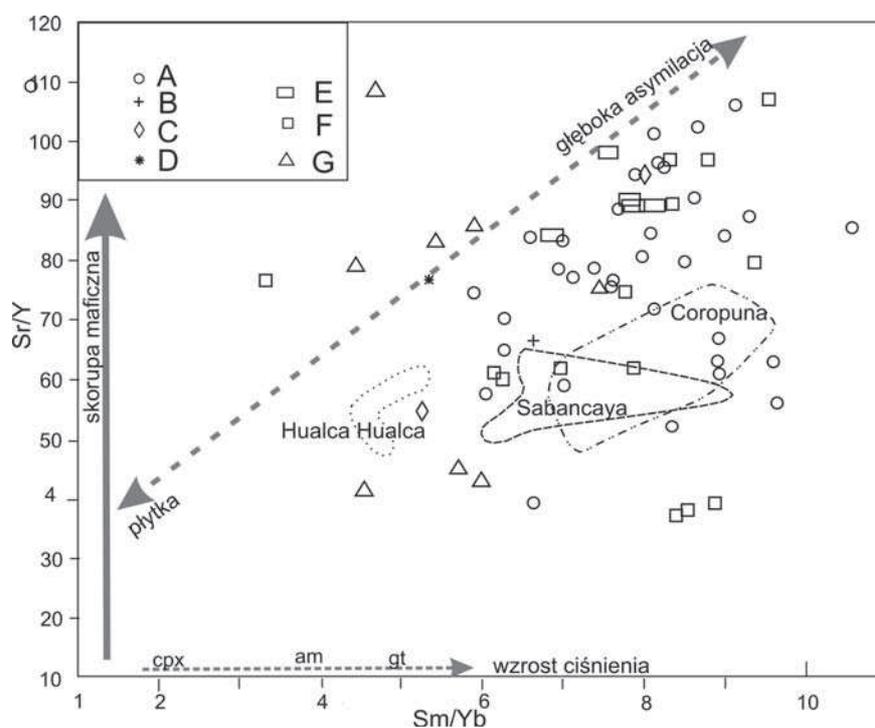
$$C_L = C_L^o \cdot f + \frac{r}{r-1+D} \cdot C_k / C_L^o \cdot (1-f) \quad [10.3]$$

gdzie:

- $C_L$  – wyliczona zawartość pierwiastka śladowego w stopie magmowym objętym AFC,
- $C_L^o$  – wyjściowa zawartość pierwiastka śladowego w stopie magmowym,
- $C_k$  – zawartość pierwiastka śladowego w kontaminowanej skale;

$$f = F^{-(r-1+D)/(r-1)} \quad [10.4]$$

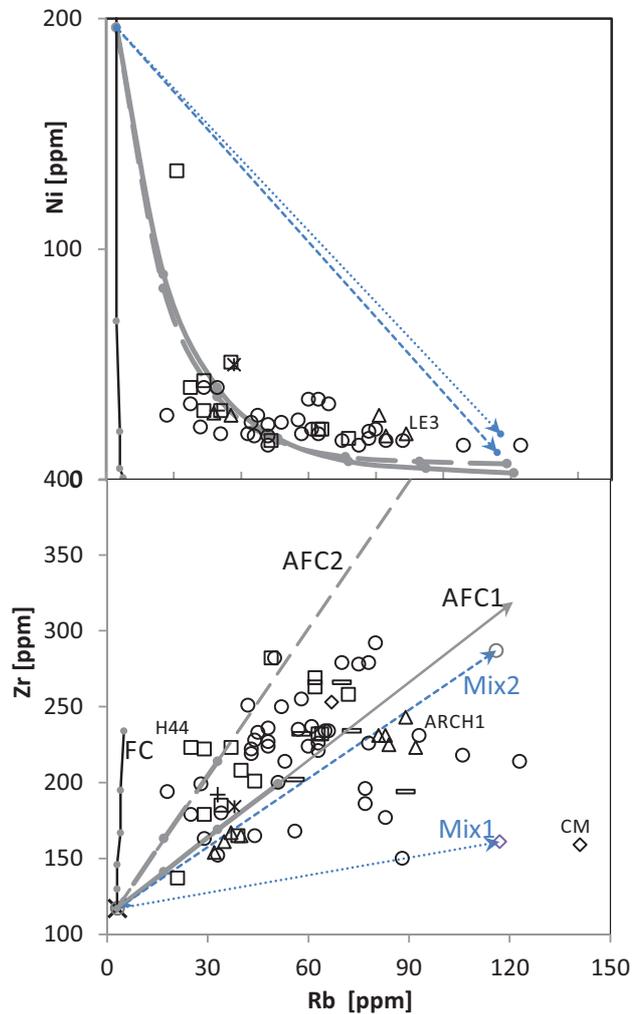
$r$  – stosunek udziału asymilacji do frakcjonalnej krystalizacji,  
 $F$  i  $D$  jak we wzorze 10.1.



**Rys. 10.2.** Zależność pomiędzy stosunkami Sr/Y oraz Sm/Yb. Pola stratowulkanów Hualca Hualca, Sabancaya i Coropuna zaznaczone za Mamani *et al.* 2010. A – Dolina Wulkanów, B – Dolina Molloco, Dolina Colca i Laguna Parihuana, C – Pampa Jaran, D – Huambo-Cabanaconde, E – Dolina Colca, F – Pampa Jaran, G – Huambo-Cabanaconde

Przedstawione równanie AFC wyprowadzone jest przy założeniu, że zarówno parametr  $r$  jak i  $D$  mają wartości stałe, co w realnych warunkach, w całym procesie jest mało prawdopodobne (Wilson 1989). Wyliczone modele mają zatem charakter orientacyjny.

Podobnie, jak w modelu FC wykorzystano ten sam zespół minerałów, które mogły krystalizować z hipotetycznej magmy M1. Modele zweryfikowano wykorzystując Ni i Cr od Zr oraz Ni, Zr do Rb. Z zależności pomiędzy Ni i Rb (rys. 10.3) można także odczytać przebieg procesów asymilacji. Wzrost Rb koreluje z coraz większym udziałem skorupy kontynentalnej w „zanieczyszczeniu” magmy. W tym wypadku stopy najbardziej kontaminowane reprezentowane są przez kwaśne lawy z C. Coropuna i Puca Mauras. Najniższą zawartość Rb mają lawy z wulkanu Tururunca vol6, 21 ppm (tab. 10.1). W przedstawionych modelach najlepsze dopasowanie do realnych wartości osiągnięto przy stosunku asymilacji do frakcjonalnej krystalizacji  $r = 0,6 - 0,7$ .



**Rys. 10.3.** Zależności Ni i Zr do Rb. Regiony występowania grupy Andahua objaśniono na rysunku 10.2

W modelu AFC1, w którym zachodzi asymilacja i frakcyjna krystalizacja, a kontaminantem są gnejsy Charcani, wyliczona krzywa niemal pokrywa się z krzywą modelu FC (rys. 10.1). W modelach, w których zamiast gnejsu Charcani podstawiano granity masywu Paracas uzyskano bardzo zbliżone wyniki. Drugi przedstawiony w pracy model AFC2 zakładał, że kontaminantem są amfibolity z masywu Paracas. Krzywa tego modelu jest znacznie lepiej dopasowana do próbek o wyższej zawartości Zr. Jest to też widoczne w przypadku lokalizacji próbek w poszczególnych regionach. Taki model pasuje do próbek z regionów położonych na północ od linii Kanionu Colca, włączając próbki z Doliny Colca, ale także niektóre próbki z regionów Jaran i Huambo. Próbki z Doliny Wulkanów pasujące do poprzedniego modelu w środkowej części Doliny na południe od Andagua. Pozostałe wykazują związku z modelem AFC2.

Zależności Ni od Rb w obydwu modelach AFC są niemal identyczne (rys.10.1). Korelują one w miarę dobrze z rzeczywistym składem skał grupy Andahua. W drugiej połowie trendów tych modeli ze wzrostem Rb spada zawartość Ni. Małe dopasowanie w tej części trendów można więc wytłumaczyć faktem, że część próbek o dużej zawartości Rb wykazuje tylko śladowe, poniżej progu oznaczalności, zawartości Ni. Zupełnie inny jest obraz w przypadku dwóch niedopasowanych pierwiastków, tj. zależności Zr do Rb. Praktycznie brak jest korelacji między zawartością tych pierwiastków. Duża część próbek mieści się jednak pomiędzy trendami modeli AFC1 i AFC2, przy czym na prawo od trendu AFC1 występują próbki najbardziej kwaśnych skał – dacytów i trachydacytów.

Modele ewolucji magm źródłowych zakładające równoczesny wpływ asymilacji i frakcjonalnej krystalizacji tylko w pewnym stopniu są zgodne ze składem chemicznym skał występujących w naturze. Zarówno model zakładający, że kontaminantem jest gnejs Charcani (AFC1) czy też amfibolit z masywu Paracas (AFC2) są mało przekonujące. Z dużym przybliżeniem można przyjąć, że procesy ewolucji magm mogły zachodzić pod wpływem jednego i drugiego kontaminanta. Można by oczekiwać, że lawy z wulkanów położonych w regionach Pampa Jaran lub Huambo-Cabanaconde będą wykazywały związki genetyczne odpowiadające modelowi AFC1, w regionach na północ od Kanionu Colca, z modelem AFC2. Brak jednak korelacji między przestrzennym zróżnicowaniem skał grupy Andahua a trendami wspomnianych modeli. Wiele próbek, zwłaszcza o dużej zawartości Rb, nie wykazuje w ogóle związku z trendami modeli AFC1 i AFC2.

Być może magmy tworzyły się w kilku mniejszych komorach, położonych na różnych głębokościach a w związku z tym otoczonych przez odmienne skały. W efekcie w poszczególnych komorach mogły być asymilowane różne ilości i/lub proporcje wytapianych składników. Możliwe też, że składniki powodujące kontaminację miały skład odmienny od przyjętych w dyskutowanych modelach.

### 10.3. Mieszanie magm

W kolejnym etapie rozważań nad modelami ewolucji magm brano pod uwagę możliwość mieszania magm.

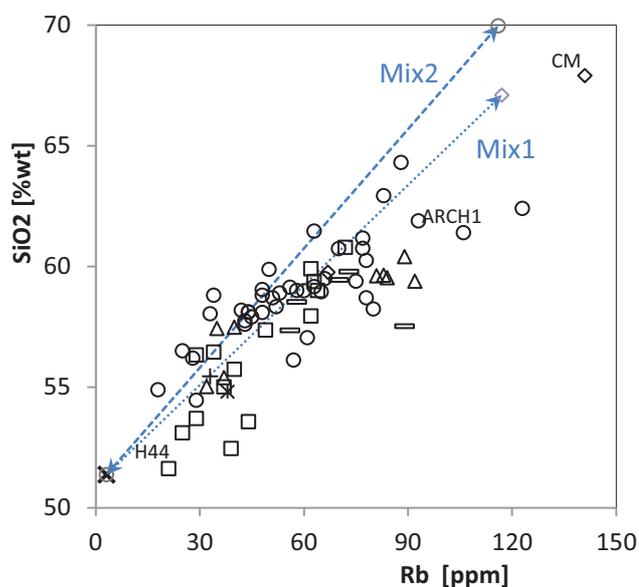
Analizy izotopów Nd, Sr, Pb i O pozwoliły na stworzenie modelu, w którym bazaltowa magma powodowała wytapianie kwaśnych skał dolnej części skorupy kontynentalnej i ich asymilację w procesach MASH. Kontaminantem byłyby gnejsy Charcani (Delacour *et al.* 2007).

W przypadku regionu Doliny Wulkanów zaproponowano (Sørensen & Holm 2008) kilka modeli opartych na założeniu tworzenia magm z dwóch stopów. Jako stopy wyjściowe przyjęto skały z wulkanu Chilcayoc lub Chilcayoc Grande i innych centrów. Dostrzeżono tylko niewielkie związki i wnioskowano nawet o braku komagmowości pomiędzy poszczególnymi centrami (Sørensen & Holm 2008).

W celu uzupełnienia tych spostrzeżeń autor zaproponował nieco odmienny model. Przyjęto, że zbiornik magmowy położony na dużej głębokości wypełniała magma płaszczowa odpowiadająca hipotetycznemu stopowi M1 (tab. 10.1) wykorzystanemu już w modelach FC i AFC. Bazaltowa magma mogłaby powodować częściowe topienie wyżejleżących

i otaczających skał, z których zbudowana jest skorupa kontynentalna. Powstałe kwaśne stopy magm skorupowych mieszałyby się z magmą płaszczową, tworząc magmy hybrydowe. Rozpatrywano dwa warianty: 1) w pierwszym przypadku (model Mix1) przyjęto, że końcowym komponentem byłaby próbka BAS21 reprezentująca gnejsy Charcani, 2) w drugim przypadku (model Mix2) wykorzystano próbkę OCO703 – granit masywu Paracas (Mamani *et al.* 2008a). W obu przypadkach kwaśne magmy są dość zasobne w krzemionkę (tab. 10). Wykorzystano zależności wybranych pierwiastków do Zr i Rb, gdzie wyznaczono liniowe dopasowanie pomiędzy wybranymi próbkami, które wyznaczają trend zmian składu magm (rys. 10.1 i 10.3).

Trendy modeli Mix1 i Mix2 wykazują bardzo małe dopasowanie do populacji próbek skał grupy Andahua uwzględnionych przez autora (rys. 10.1 i 10.3). Można jednak zauważyć, że model Mix1 wykazuje pewien stopień korelacji z próbkami o małej zawartości Zr a Mix2 z próbkami o dużej zawartości Zr. Dobre dopasowanie modeli uzyskano tylko w przypadku zależności  $\text{SiO}_2$  od Rb (rys. 10.4).



**Rys. 10.4.** Zależność  $\text{SiO}_2$  do Rb.  
Regiony występowania grupy Andahua objaśniono na rys. 10.2

Modele utworzenia magm źródłowych wulkanów grupy Andahua, które zakładają, że odbywało się mieszanie dwóch stopów, zasadowego i kwaśnego, tylko w nieznacznym stopniu znajdują odzwierciedlenie w składzie chemicznym badanych próbek. Wskazują, że mało prawdopodobne jest, aby mieszanie zakładanych stopów zachodziło bez udziału innych procesów jak np. asymilacji i/lub frakcjonalnej krystalizacji.

## 10.4. Procesy ewolucji magmy – dyskusja

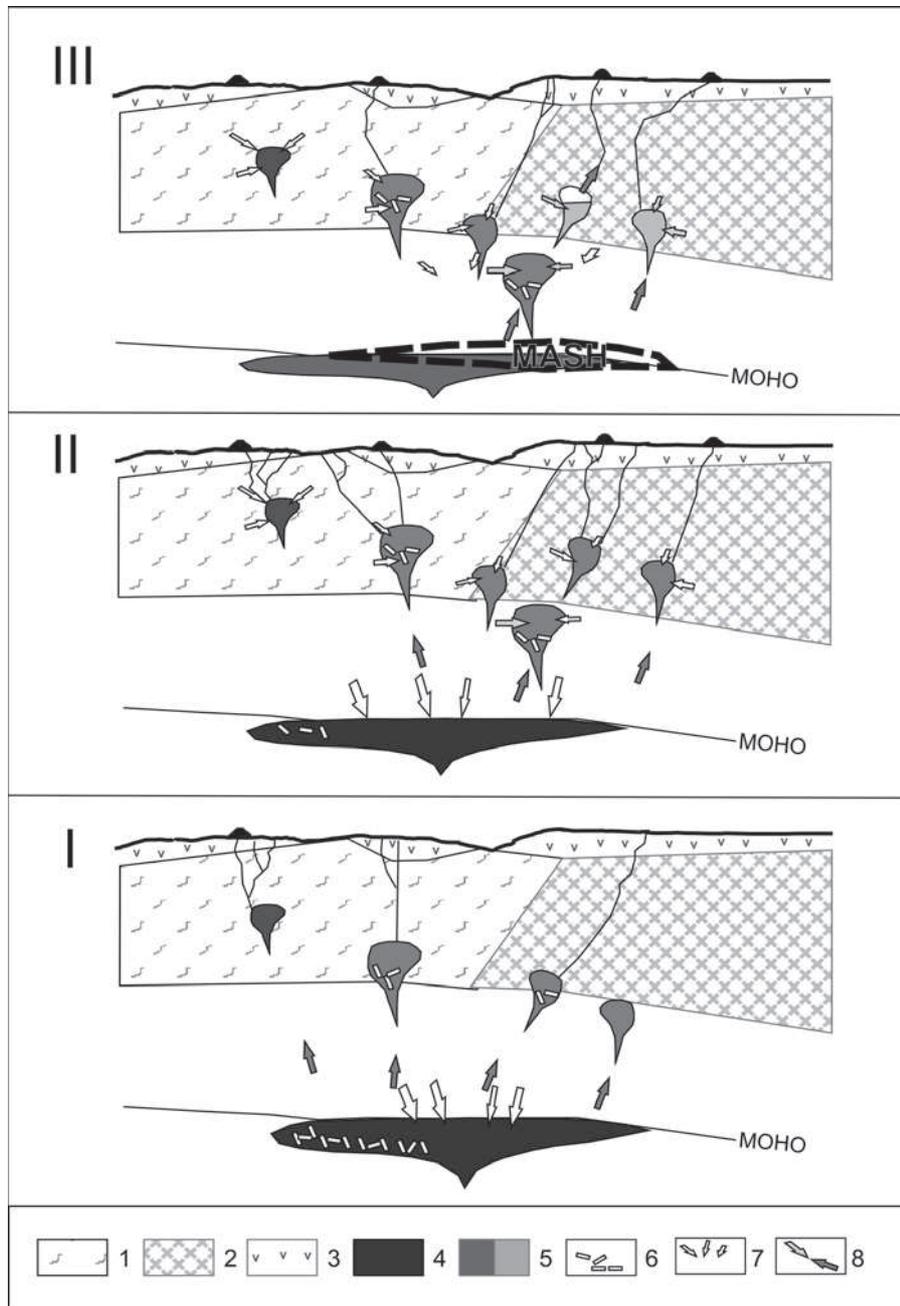
W modelach innych autorów (Delacour *et al.* 2007, Sørensen & Holm 2008) dużą wagę przykładają do procesów asymilacji i frakcjonalnej krystalizacji. Dodatkowo te modele sugerują, że miała miejsce frakcjonalna krystalizacja, mieszanie dwóch stopów oraz procesy MASH. Ważną sugestią jest też wskazanie na możliwość pochodzenia law Andahua z co najmniej dwóch różniących się składem magm (Sørensen & Holm 2008).

Przedstawione na to dowody nie są jednoznaczne i po uzupełnieniu o dane spoza Doliny Wulkanów i regionu Huambo były w ocenie autora jeszcze trudniejsze do interpretacji. Z pewnością, mamy do czynienia z kombinacją procesów odpowiadających za ewolucję magm źródłowych grupy Andahua.

Obserwacje terenowe, przesłanki petrograficzne i geochemiczne oraz wykonane modelowania pozwalają na wyróżnienie co najmniej trzech faz (I–III) tworzenia się systemu magmowego (rys. 10.5) zasilającego wulkany grupy Andahua.

**Faza I.** Reprezentują ją na powierzchni bazalty i bazaltowe trachyandezyty. Na dużej głębokości utworzył się zbiornik zasilany magmą wytapianą z klina nadsubdukcyjnego przy udziale fluidów. Istnienie jednego zbiornika z prymitywną magmą może tłumaczyć małą zmienność stosunku  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Wzbogacenie wulkanitów Andahua w pierwiastki LREE może być efektem działania bogatych w wodę fluidów. W zbiorniku panowały warunki odpowiednie dla frakcjonalnej krystalizacji następujących faz mineralnych: oliwinów, klinopiroksenów oraz plagioklazów. Takie zespoły pochodzących z wczesnych etapów krystalizacji fenokryształów spotykane są w próbkach z regionów Pampa Jaran i Huambo-Cabanaconde. Także wykresy zależności MgO i Cr od  $\text{SiO}_2$  potwierdzają, że taka krystalizacja miała miejsce. Już na początku trwania krystalizacji dochodziło do wytapiania skał budujących głęboką skorupę kontynentalną. W tej fazie dochodziło do iniekcji magmy o różnym stopniu dyferencjacji w kierunku powierzchni. Na powierzchni zidentyfikowano tylko jedno wystąpienie law reprezentujących najbardziej prymitywną magmę (vol6), a pozostałe pochodzą od magm silniej zdyferencjonowanych. Spotykane w nielicznych próbkach fenokryształy plagioklazów o stosunkowo małych zawartościach anortytu mogą pochodzić z mieszania z inną magmą np. wytopioną ze skorupy kontynentu.

**Faza II.** Najliczniejsze skały, trachyandezyty, są produktami bardziej zdyferencjonowanej magmy. Przemiany zachodziły prawdopodobnie w małych, izolowanych komorach położonych na mniejszej głębokości. Do komór mogły przedostawać się magmy o stosunkowo niewielkich różnicach składu chemicznego i fazowego. Możliwe, że w niektórych komorach panowały warunki dla frakcjonalnej krystalizacji klinopiroksenów, plagioklazów oraz amfiboli. Występujące jako akcesoryczne minerały ortopirokseny mogły powstawać w tych komorach, które były płycej usytuowane. Natomiast wytapiane po drodze i wokół komór skały mogły dostarczać różnych składników. Kontaminacja zachodziła pod wpływem skał, z których zbudowane są krystaliczne masywy Arequipa i Paracas. Nastąpiło wzbogacenie magm w Ba, Rb oraz K i Th z równoczesnym zubożeniem w Nb, Ce, P i Ti. W ten sposób mogły się tworzyć skały o dość dużym przedziale zawartości  $\text{SiO}_2$ , alkaliów i innych składników asymilowanych z sialicznej skorupy kontynentalnej. Mogły tworzyć się fenokryształy plagioklazów wykazujące różnice w budowie pasowej. Lokalizacja komór zależała od istnienia głębokich pęknięć i nieciągłości w skorupie spowodowanych położeniem nad aktywną strefą subdukcji i/lub związanych z lokalnymi strukturami skorupy.



**Rys. 10.5.** Model systemu magmowego grupy Andahuasi; I-III fazy rozwoju. 1-2 – proterozoik: 1 – gnejsy masywu Arequipa, 2 – gnejsy masywu Paracas, 3 – mezozoik i kenozoik – skały osadowe i wulkaniczne, 4 – zbiornik magmowy, 5 – komory magmowe, 6 – frakcjonalna krystalizacja oliwinów, klinopiroksenów i plagioklazów, 7 – asymilacja i kontaminacja, 8 – mieszanie magm

**Faza III.** W zasadzie można by ją też zakwalifikować jako fazę IIb. Produktami tej fazy są zarówno trachyandazyty, jak i kwaśniejsze od nich dacyty i trachydacyty. Powstanie tych skał determinowały te same procesy, które odgrywały ważną rolę w fazie II. Jednak podczas fazy III utworzyły się najbardziej wyewoluowane magmy w grupie Andahua. Prawdopodobnie wydają się dwie drogi tej ewolucji: 1) mieszanie z magmą pochodzącą z masowego wytapiania skał z masywu Arequipa lub Paracas, 2) odmieszanie np. na skutek częściowego opróżnienia komory, powodujące, że w komorze pozostał znacznie kwaśniejszy stop reszkowy, który zasilił wulkan na następnym etapie erupcji.

Założenie, że wulkany grupy Andahua zasilane były przez liczne komory, mocno ogranicza możliwość stworzenia jednego, spójnego modelu ewolucji magm źródłowych dotyczącego tej grupy wulkanicznej. Jest to jednocześnie wytłumaczenie relatywnie słabego dopasowania trendów modeli wykonanych przez autora i jego poprzedników.

## 11. Prognoza zagrożeń erupcjami

Omawiany obszar Andów, gdzie występują lawy i stożki piroklastyczne grupy Andahua, jest poddany licznym procesom geodynamicznym, które powodują uruchamianie katastrofalnych zjawisk, zagrożenie dla życia i działalności gospodarczej ludzi. Łącznie na terenie badań w prowincjach Caylloma i Castilla zamieszkuje około 40 tys. ludzi, z czego w terenie narażonym na erupcje wulkanów ponad połowa populacji. Największymi miastami są Chivay i Orcopampa, liczące w 2008 roku po 6–8 tys. mieszkańców.

### 11.1. Zagrożenie ze strony stratowulkanów

W czasach historycznych w południowym Peru aktywne były stratowulkany Sabancaya, Misti, Ubinas, Huaynaputina, Tutupaca i Yucumane (Simkin & Siebert 1991). Prognozowanie zagrożenia erupcjami stratowulkanów prowadzone jest od wielu lat przede wszystkim z myślą o dużych miastach. Arequipa, drugie co do wielkości miasto Peru (około 1 mln mieszkańców), odległe od obszaru badań o 100–150 km położone jest u stóp wulkanu Misti, w odległości 15–18 km od krateru. Zniszczenie miasta mogłoby stanowić oprócz bezpośrednich strat w ludziach ogromny cios dla gospodarki całego kraju. Wśród dużych miast tylko stolica Ekwadoru, Quito, ma mniejszy dystans od aktywnego wulkanu Guagua Pichincha.

Największą erupcją w czasach historycznych w Peru był wybuch wulkanu Huainaputina w lutym 1600 roku. Ocenia się, że była to erupcja typu pliniańskiego z siłą 8 stopnia VEI (*Volcanic Explosivity Index*) (de Silva & Francis 1990). Erupcja trwała nieprzerwanie 16 dni i w tym czasie odległa o 80 km Arequipa była zasypywana opadem tefry. Według kronik, pod wpływem jej ciężaru zapadały się dachy domów w miejscowościach w promieniu 30 km od wulkanu. Opad popiołu miał zasięg około 1000 km od wulkanu. Dotarł nad wybrzeże Oceanu Spokojnego, uniemożliwiając okrętom zbliżenie się do lądu z powodu grubej warstwy pumeksu unoszącego się na powierzchni wody. Rzeki erodujące popiół zamieniały się w lahary, występowały z brzegów i niszczyły osady ludzkie. Osady laharów można obserwować w dolinie Rio Tambo, ale odnotowano je także w dolinie Rio Majes (Jara *et al.* 2000).

Wulkan Misti miał silne erupcje w czasach prehistorycznych (Thouret *et al.* 1999). W XVII, XVIII i XX wieku nad wulkanem pojawiały się pióropusz pary wodnej. Takie zjawisko budziło oczywiście lęk przed erupcją i było odnotowywane w kronikach. Także obecnie wulkan przejawia aktywność w postaci fumaroli w odnowionym kraterze. Przy nawet niewielkiej sile erupcji mały dystans do położonej 2500 m poniżej Arequipy powoduje, że potoki

lawy, a zwłaszcza potoki piroklastyczne, będą powodowały znaczne zniszczenia i straty. Dodatkowo, na wprost miasta w stożku wulkanu wyżłobione są wąwozy (Quebrada Guarangal i Q. San Lazaro), które mogą stanowić kanały koncentracji dla rozpędzonych potoków piroklastycznych. Jak zwykle w takim przypadku, do prognozowania różnych scenariuszy wybuchu wulkanu Misti przyjmuje się historię zdarzeń zapisanych w osadach z wcześniejszych erupcji. Spodziewane są: deszcz popiołu, potoki piroklastyczne, lahary oraz lawiny gruzowe (Thouret *et al.* 1999). Zakłada się, że erupcja będzie typu subpliniańskiego, choć dopuszcza się wybuch o jeden stopień silniejszy. Przy erupcji o mocy 6 VEI popiół, przy odpowiednim wietrze, może dotrzeć także do Kanionu Colca (Vargas *et al.* 2010).

Wulkan Sabancaya położony jest na obrzeżu obszaru występowania grupy Andahua. Stanowi najmłodszą strukturę w neogeńsko-czwartorzędowym kompleksie Hualca Hualca – Ampato. W czasach historycznych wulkan Sabancaya był aktywny w okresie panowania Inków, następnie w 1752 i 1784 r. Aktywność wulkanu zapisana jest w postaci potoków pumeksowych, blokowo-popiołowych oraz potoków scorii o długości dochodzącej do 7 km. Sabancaya, po 200 latach przerwy, przebudził się w 1986 roku i z przerwami był aktywny do 2003 r. Starsze osady dostarczają dowodów na typową dla stratowulkanów aktywność: erupcje law blokowych, potoki piroklastyczne, opad tefry (Thouret *et al.* 1995). Mimo to, oceniając zagrożenie, przewidziano także możliwość powstania laharów (de Silva & Francis 1990). Jest to związane z obecnością lodowców na szczytach wszystkich trzech wulkanów w kompleksie (fot. 11.1). Ponieważ lodowiec na Sabancaya ma niewielką powierzchnię – około 3,5 km<sup>2</sup>, a szansa na opad burzowy deszczu jest znikoma, lahary nie powinny być zbyt duże. W przypadku erupcji o sile 3 VEI przewidziano, że materiał wyrzucony w kolumnie eruptywnej będzie przemieszczał się na zachód lub na wschód. Także w tych kierunkach przewidziano strefę o promieniu 25–35 km, która będzie narażona na lawiny gruzowe, potoki piroklastyczne oraz opad bomb i popiołów (Thouret *et al.* 1995, Mariño 2012). W promieniu 10 km możliwy jest opad popiołów o grubości 3 m. W związku z dominującym układem wiatrów z zachodu na wschód chmura kolumny popiołowej będzie migrowała w kierunku wschodnim. Prognozuje się, że opad tefry o grubości 10 cm może nastąpić w odległości do 15 km na zachód i 15 km na wschód od krateru. W zasięgu intensywnego opadu popiołów znajdują się pola uprawne w Achoma i Ichupampa, a bardzo blisko w Maca, Lari, Coporaque, Yanque i Chivay (Thouret *et al.* 1995).

Największy wulkan w Peru, Coropuna, można by uznać za wygasły, gdyby nie oznaki aktywności w holocenie. Trzy potoki lawy przykryły osady morenowe (fot. 11.2). Stąd, rozważając potencjalne zagrożenie omawianego obszaru, należy uznać, że możliwe jest przebudzenie wulkanu. Z powodu przykrycia kraterów kompleksu Coropuny grubą czapą lodową brak informacji o stylu starszych erupcji. W odsłonięciach blisko zachodniego wierzchołka, w strefie seraków lodowca widoczne są warstwy law i tufów wskazujące na działalność eksplozywno-efuzyjną (fot. 11.3). Na przełomie stuleci powierzchnia czapy lodowej wynosiła około 130 km<sup>2</sup> (Degg & Chester 2005), lecz w ostatnich latach zmalała, gdyż dolna granica lodowca wyraźnie się podniosła. Erupcja może spowodować topienie się lodowca i powstanie laharów. Za najniebezpieczniejszy scenariusz uznano spływ roztopionych wód na SE w stronę doliny Rio Capiza, która po połączeniu się z Rio Colca zamienia się w Rio Majes. Dolina Rio Majes jest zamieszкана i zagospodarowana. Drugim uprzywilejowanym kierunkiem spływu laharów jest dolina Rio Chichas na zachodnim skłonie kompleksu, łącząca się z Kanionem Ocoña (de Silva & Francis 1990).



**Fot. 11.1.** Czapa lodowca i śniegu na szczycie wulkanu Sabancaya. Nad głównym kraterem unoszą się kłęby gazów, obok szczytu na lewo kopuła lawowa



**Fot. 11.2.** Potok lawy przykrywający czwartorzędowe osady glacialne u podnóża Coropuny, w tle Solimana



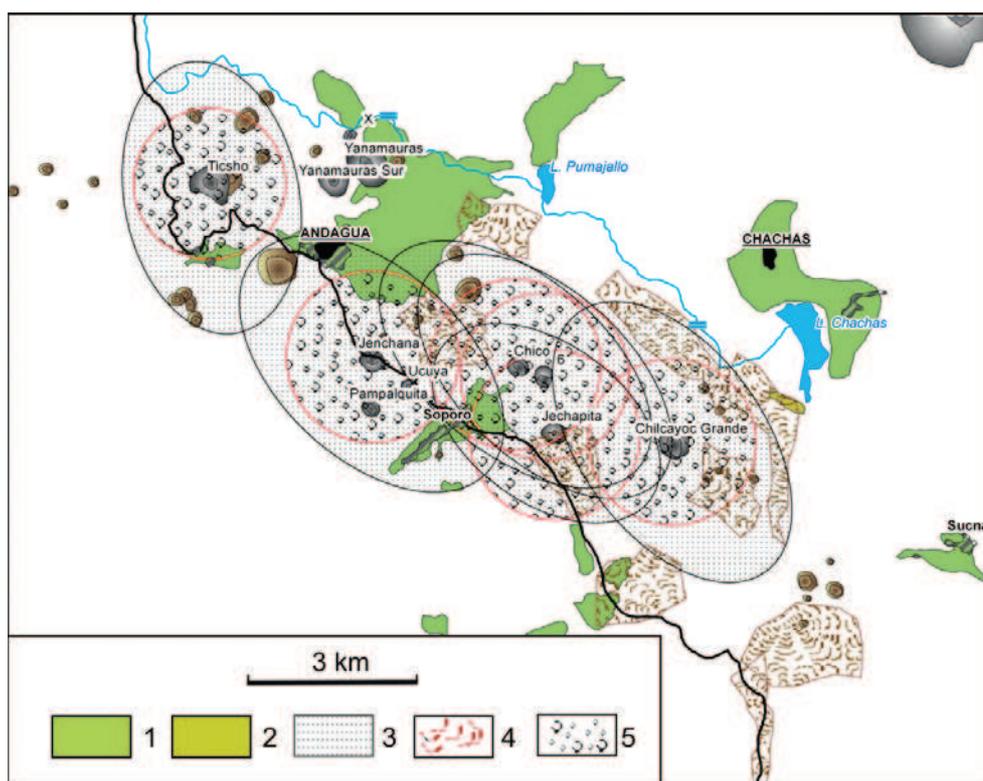
Fot. 11.3. Odsłonięcia warstw law i tefry pod serakami zachodniego wierzchołka Coropuny

## 11.2. Prognoza wystąpienia i przebiegu erupcji wulkanów grupy Andahua

Wybuchy wulkanów grupy Andahua były zdominowane przez efuzję law. Erupcje eksplozywne i związane z nimi opad piroklastyczny miały niewielki zasięg. Kilka miasteczek i wsi – Orcopampa, Misahuanca, Andagua, Soporó, Chachas, Huambo – leży w bezpośrednim sąsiedztwie z centrami erupcji. Wulkany Andahua są określane jako drzemiące (Fidel *et al.* 1997). Przyjmując powszechnie uznaną zasadę, że wulkan aktywny w ostatnich 10 tys. lat powinien być uznany za potencjalnie aktywny w przyszłości (de Silva & Francis 1990), przeanalizowano zagrożenie erupcjami wulkanów grupy Andahua.

Prognozowanie aktywności grupy Andahua jest o tyle trudne, że monogenetyczny charakter i duża liczba centrów erupcji wskazuje na częstą zmianę lokalizacji nowych erupcji. Aktywność grupy Andahua w okresie ostatnich 10 tys. lat koncentruje się w Dolinie Wulkanów, w jej środkowej części. Aktywne w tym czasie stożki scoria to: Ticsho, Jenchaña, Jechapita, Chilcayoc, Chilcayoc Chico i Chilcayoc Grande. Możliwe, że aktywne były także bliźniacze stożki Yanamauras nad miejscowością Andagua. Ponadto aktywny był prawdopodobnie wulkan Yana Mauras w dolinie Sora. Kopyły lawowe aktywne w holocenie zgrupowane są w trzech obszarach: a) wzdłuż linii Janchaña-Niñamama, b) w sąsiedztwie wulkanu Chilcayoc Grande, c) w rejonie Sucna. Poza Doliną Wulkanów aktywny był Keyoc na polu lawowym Mojonpampa oraz kopyła Pumarana koło kopalni Arcata.

W Dolinie Wulkanów wyróżniono następujące strefy zagrożenia wznowieniem erupcji (rys. 11.1): a) pomiędzy wulkanem Ticscho i Chilcayoc Grande na długości około 12 km, b) na południe od Sucna i c) przy połączeniu z Kanionem Colca. Pierwszy obszar jest zamieszkały, na południowy wschód od wulkanu Ticscho położona jest osada Andagua, a w środkowej jego części wioska Soporo. Możliwe jest wystąpienie aktywności eksplozywnej i efuzywnej. Wyznaczono sześć stożków scoria, które ponownie mogą być aktywne. Wspomniany wulkan Jenchaña (rozdział 5) był z pewnością aktywny więcej niż dwa razy z przerwami około 1000 lat, których efektem było utworzenie się kopalnych gleb na jego żużlowym stoku. Stożki scoria są świadectwem erupcji typu stromboli ewentualnie vulcano o sile 1–2 VEI. Rozżarzone bomby i fragmenty lawy były wyrzucane z krateru; opadały na powierzchnię stożka, a sporadycznie wokół niego w promieniu 100–1500 m. Taką odległość przyjęto jako graniczną wartość rozrzutu bomb. Opad balistyczny bomb nie będzie prawdopodobnie zagrażał osadom w Dolinie, choć Andagua położona jest blisko wulkanów Ticscho i Jenchaña. W przypadku podwyższenia siły erupcji z pewnością osada ta byłaby narażona na opad bomb wulkanicznych.



**Rys. 11.1.** Strefa zagrożenia erupcjami w Dolinie Wulkanów. 1 – tereny upraw rolnych, 2 – pastwiska, 3 – strefa opadu tefry o grubości 0,5 m, 4 – prognozowany zasięg law, 5 – strefa opadu bomb wulkanicznych

Na podstawie obserwacji w terenie przyjęto, że warstwa tefry o grubości około 0,5 m może utworzyć się w promieniu 3–2,5 km wokół stożka. Uwzględniono przy tym dominujący układ wiatrów w Dolinie Wulkanów, który jest zbieżny z jej rozciągłością. Rozpatrując zasięg opadu tefry, okolica wulkanu Jenchaña okazuje się najbardziej zagrożona. Obejmuje wioskę Soporó, a może sięgać po Andagua. Andagua dodatkowo może być zasypywana tefrą z wulkanu Ticsho. Wokół obu miejscowości znajdują się tarasy pól uprawnych, które będą narażone zarówno na opad bomb, jak i tefry. Zniszczenie tych terenów, a nawet czasowe wstrzymanie prac rolniczych, dla mieszkańców osad oznaczałoby pozbawienie jedyne go źródła utrzymania.

Podobna sytuacja ma miejsce w odniesieniu do efuzji law, która może wystąpić w wymienionych wyżej częściach Doliny Wulkanów. Kopuły lawowe tylko w starszych generacjach były odnawiane lub ich końcowym etapem aktywności było utworzenie stożka piroklastycznego. Takim przykładem jest kompleks Puca Mauras w Dolinie Wulkanów (rozdział 5). Morfologia najmłodszych potoków lawy wskazuje na dużą lepkość, co przekłada się na powolny ruch potoku. Wyjątkowe są potoki z kompleksu kopuł Sucna (S6, S61, S62 itd.). Mają one długość dochodzącą do 12 km, a przy tym są niezwykle wąskie (nieco ponad 100 m). Te potoki przemieszczały się z pewnością szybciej niż lawa z kopuły Niñamama. Mimo wszystko to nie prędkość może być głównym czynnikiem zagrożenia ze strony erupcji lawowej. Zdecydowanie bardziej o zagrożeniu będzie decydowała lokalizacja względem miejsc zamieszkałych oraz wody.

Na mapie (rys. 11.1) zaznaczono kilka potencjalnych stref odnowionych centrów lawowych. Najgroźniejsze wydają się te położone pomiędzy Laguną Pumajallo a Laguną Chachas. Na wysokości Laguny Pumajallo krzyżują się dwa systemy uskokowe. Pierwszy NE-SW wzdłuż linii Jenchaña-Niñamama i drugi NW-SE związany z aktywną strefą uskoku stanowiącego krawędź rowu tektonicznego Doliny Wulkanów. Prawdopodobieństwo wystąpienia erupcji zwiększa fakt, że w 2003 roku w sąsiedztwie kopuły Niñamama obserwowano ekshalacje siarkowodoru. Lawy mogą ponownie zatamować lub zmienić kierunek rzeki Andahua. W przypadku takiego scenariusza trudno prognozować zasięg powodzi, a w konsekwencji zagrożenie osad mieszkalnych, tarasowych upraw i dróg. Innym aspektem erupcji w sąsiedztwie istniejących otwartych wód powierzchniowych jest możliwość wystąpienia erupcji freatomagmowej, o czym wspominają już de Silva i Francis (1990). Taka erupcja mogłaby uwalniać znacznie więcej energii, podwyższając prognozowaną eksplozywność co najmniej do 3 VEI. Analiza budowli wulkanicznych grupy Andahua nie dostarcza jednak dowodów na erupcje freatyczne.

W przypadku obszaru na południe od Sucna i przy połączeniu Doliny Wulkanów z Kanyonem Colca, wskazano na możliwość efuzji law w strefie występowania uskoków. Uskoki są aktywne i mogą prowadzić do rozwierania głębokich szczelin wyprowadzających magmę ku powierzchni (fot. 11.4). W tej strefie istnieją dajki, odsłonięte na stromych ścianach nad Rio Colca. W tych obszarach lawa nie będzie stanowić poważnego zagrożenia dla ludzi, gdyż w tej części Doliny Wulkanów brak osad. Jednak bardzo prawdopodobne jest przecięcie jedynej drogi do wioski Ayo.

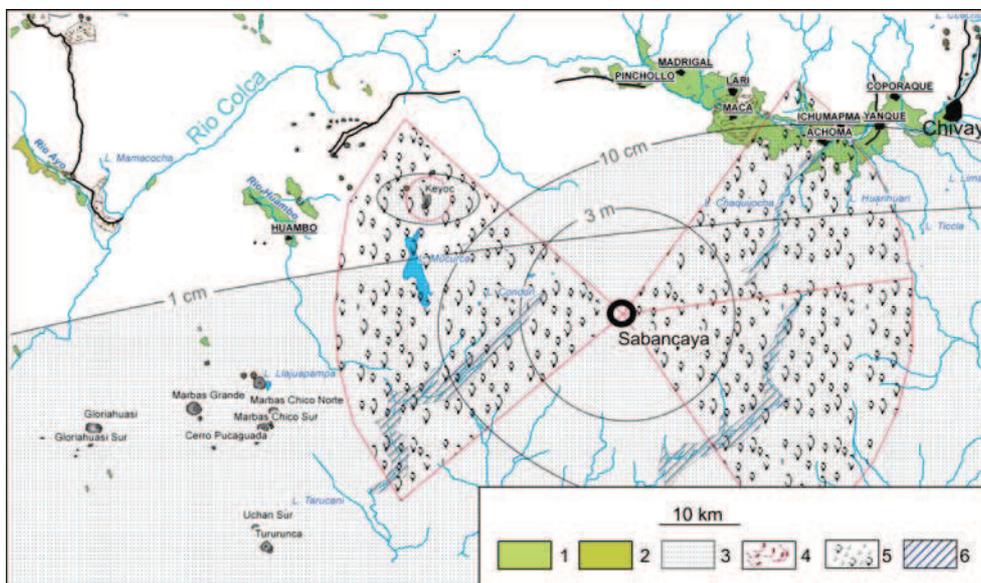
Na południe od tego obszaru wulkan Keyoc położony na polu lawowym Mojonpampa jest oddalony od terenów zamieszkałych około 10 km (rys. 11.2). Jego ewentualne oddziaływanie będzie więc małe lub w ogóle niezauważalne.



Fot. 11.4. Czwartorzędowe uskoki w ujściu Doliny Wulkanów do Kanionu Colca

Na północ od Doliny Wulkanów możliwe jest powstanie kopyły lawowej w sąsiedztwie wylewu Pumaranra. Obszar jest mało zamieszkały i niezagospodarowany, a działająca w pobliżu kopalnia Arcata oddzielona jest masywem górskim, który stanowiłby naturalną ochronę przed rozlewającą się lawą.

Kolejne miejsce prognozowanej erupcji law związane jest z aktywną strefą uskokową Maca-Lari (Żaba & Małolepszy 2008). Także i w tym wypadku współczesne ruchy tektoniczne mogą sprowokować ruch magmy ze zbiorników magmowych ku górze. Prawdopodobieństwo erupcji jest znacznie mniejsze niż wcześniej omówione zagrożenia w Dolinie Wulkanów. Jednak ślady takiej erupcji znaleziono na wschód od Lari na wysokości 3379 m n.p.m. Erupcja prawdopodobnie miała miejsce w plejstocenie. Prawdopodobnie lawy zatarasowały Rio Colca w okresie, gdy rzeka rozcinała II (z trzech głównych) poziom tarasowy wyróżniony na tym odcinku. W klastycznych utworach rozpoznanych w tarasach rzeki zawieszonych nad dnem doliny wyróżniono osady limniczne lub pozakorytowe związane z okresami blokowania koryta Rio Colca (Kalicki & Kukulak 2008). Ponowne zablokowanie koryta Rio Colca w tym miejscu mogłoby mieć katastrofalne skutki. Dno rzeki jest położone na tym odcinku na rzędnej 3200 m n.p.m. Powstanie jeziora mogłoby zagrozić osiedlom na terenach znajdujących się w górnym biegu rzeki, a przerwanie tamy – na terenach znajdujących się w dolnym biegu rzeki. W górę rzeki, na wysokości około 3300 m n.p.m. znajduje się miejscowość Achoma, która byłaby zagrożona jeżeli głębokość jeziora przekroczy 100 m. Zniszczeniu uległyby natomiast tarasy uprawne. Znacznie groźniejsze byłoby przerwanie tamy i spływ wód zgodnie z biegiem doliny. Siła erozyjna takiego spływu spowodowałaby znaczne podcięcie koluwiów osuwisk, które położone są po obu stronach rzeki. Nad niszami osuwisk, w niewielkiej odległości znajdują się osady Lari, Maca, Madrigal. Ruch osuwisk, które są ciągle aktywne i pobudzane trzęsieniami ziemi (Żaba & Małolepszy 2008, Żaba *et al.* 2012) może mieć katastrofalne skutki.



**Rys. 11.2.** Strefy A i C zagrożenia erupcjami rejonie Kanionu Colca. 1 – tereny upraw rolnych, 2 – pastwiska, 3 – strefa opadu tefry o grubości 0,5 m, 4 – prognozowany zasięg law, 5 – strefa opadu bomb wulkanicznych, 6 – zasięg spływów błotnych (laharów). Zagrożenie ze strony stratowulkanów Sabancaya – isopachy 3 m i 10 cm (Thouret et al. 1995), Misti – isopacha 1 cm (Vargas et al. 2010), Coropuna – zasięg laharu (de Silva & Francis 1990)

Zgromadzone obserwacje pozwoliły na zaproponowanie trzech stref zagrożenia erupcjami wulkanów w przypadku omawianego obszaru (rys. 11.2): A) strefa największego zagrożenia, B) strefa średniego zagrożenia, C) strefa małego zagrożenia.

Największe zagrożenie stanowi wulkan Sabancaya, nienależący do grupy Andahua. Znaczna część omawianego obszaru jest narażona na bezpośrednie zniszczenia spowodowane potencjalną erupcją. Są to w większej części obszary niezamieszkałe i niezagospodarowane. Strefa A obejmuje okolice Achoma i Ichupampa w Dolinie Colca. W tej strefie kumuluje się zagrożenie opadem bomb i popiołu oraz spływem potoku piroklastycznego lub laharu. Dodatkowo w tej strefie istnieje prawdopodobieństwo erupcji law Andahua, które mogą przegrodzić Rio Colca.

Strefa B – średniego zagrożenia – wyznaczona jest w środkowej części Doliny Wulkanów. Nakładają się tam zagrożenia wynikające z potencjalnych erupcji piroklastycznych i efuzji law z wulkanów Andahua. Możliwe jest też zatamowanie Rio Andahua przez lawy i zatopienie tej części doliny.

Strefa C wyznaczona jest przy połączeniu Doliny Wulkanów i Kanionu Colca, wokół wulkanu Keyoc oraz kopuły Pumaránra. Zagrożenie erupcją wydaje się najmniejsze ze względu na znaczne oddalenie centrów erupcyjnych od osiedli.

Istniejące zagrożenie erupcjami wulkanów na omawianym obszarze należy uznać za istotne ze względu na życie ludzi i prowadzoną przez nich działalność gospodarczą w otoczeniu ponad 100 centrów erupcyjnych. Monitoring, który zwykle traktuje się jako pierwszy stopień prewencji, powinien być skierowany na trzy wymienione strefy zagrożenia (A, B, C).

Tworzenie w pełni odrębnej sieci nie wydaje się konieczne ze względu na bliskie położenie stacji monitoringu sejsmicznego wulkanu Sabancaya. Gdyby doszło do migracji magmy z komór magmowych zasilających wulkany grupy Andahua, wstrząsy poprzedzające taki proces byłyby wychwycone przez istniejącą aparaturę. Jest to pewne w przypadku stref A i C, które znajdują się w zasięgu stacji. Z pewnością zespół badawczy odpowiadający za ten monitoring powinien być jednak uprzedzony o zagrożeniu ze strony małych, ale licznych wulkanów rozrzuconych po obu stronach Kanionu Colca. Strefa B (środkowa część Doliny Wulkanów) jest zbyt oddalona, aby pomiary dawały wiarygodne rezultaty. Wydaje się, że rozszerzenie monitorowanej strefy o Dolinę Wulkanów jest wskazane.

## 12. Atrakcyjność turystyczna i edukacyjna

Badania terenowe w ramach projektu Park Narodowy Kanion Colca i Dolina Wulkanów zmierzają ku końcowi, a wyniki były przedmiotem polsko-peruwiańskiej konferencji naukowej (Arequipa, 15–16.07.2010) „Geologia regionu Colca i Doliny Wulkanów – pomost między przyrodą a człowiekiem”. Przedstawiciele nauki z Uniwersytetu San Agustin (UNSA) oraz instytutu INGEMMET (pełniącego rolę państwowej służby geologicznej) także prezentowali propozycje ochrony między innymi Doliny Wulkanów, ale o niższej randze i dotyczące mniejszego obszaru (Paulo & Gałaś 2008, 2011).

Rozwój turystyki stanowi coraz poważniejszy problem w kontekście zachowania zasobów środowiska omawianego obszaru. Działania inwestorów tej branży są podejmowane bez uwzględniania uwarunkowań środowiskowych i prowadzą do utraty podstawowych walorów tego obszaru czyli geo- i bioróżnorodności, a tym samym do zmniejszenia, a nawet zaniku atrakcyjności turystycznej (Gałaś 2008b, Gałaś & Paulo 2008).

Oprócz niezaprzeczalnej atrakcyjności Kanionu Colca (Majcherczyk 2000), do którego rocznie przyjeżdża około 200 tys. turystów, atrakcją są także wulkany i pola lawowe grupy Andahua. Obszar Doliny Wulkanów zasługuje na ochronę, podobnie jak wiele wulkanicznych regionów na świecie. Pierwszy park narodowy na świecie, który ustanowiono w 1872 roku – Yellowstone – obejmuje obszar wulkanicznej kaldery, której gigantyczna erupcja miała miejsce 640 tys. lat temu (USGS). Do grupy parków narodowych chroniących krajobraz i zjawiska wulkaniczne należą: PN Wulkanów Hawajskich, PN Cotopaxi, PN Teide i wiele innych.

Oceniając walory, które gwarantują atrakcyjność wulkanów dla turystyki, bierze się pod uwagę: krajobraz, aktywne procesy wulkaniczne, wyjątkowe ekosystemy, dziedzictwo kultury oraz możliwość rekreacji lub uprawiania sportu. W najbardziej znanych parkach narodowych przez działalność edukacyjną i naukową te walory są eksponowane. W biednych krajach promocja i edukacja jest zwykle znacznie opóźniona w stosunku do potrzeb.

W propozycjach agencji turystycznych z Arequipy obsługujących ten region Peru Dolina Wulkanów pojawia się coraz częściej. Jednak jeszcze w 2003 roku obszar Doliny Wulkanów był dla turystów niemal nieznaną (Gałaś 2003). Pierwsze działania promocyjne podjęli uczestnicy PWNP, dostarczając do biur turystycznych Arequipa i urzędu gminy Andagua 1000 egzemplarzy folderu reklamującego (Gałaś & Paulo 2004) unikalny krajobraz Doliny Wulkanów.

Poddając ocenie poszczególne walory całej grupy Andahua, należy zaznaczyć, że mają one zróżnicowaną wartość.

## 12.1. Krajobraz i georóżnorodność

Największym bez wątpienia walorem jest atrakcyjność krajobrazu, która wiąże się z występowaniem form wulkanicznych (Krzak 2005). Liczne kopuły i potoki lawowe oraz stożki piroklastyczne były podstawą uznania krajobrazu Doliny Wulkanów za unikatowy (fot. 12.1) (Radwanek-Bąk 2008). Ich stan zachowania zależy od wieku i warunków klimatycznych. We wstępnej ocenie tych form stwierdzono (Gałaś & Gałaś 2011), że najwyższą wartość mają formy holoceni (III generacja wiekowa), następnie formy z okresu przełomu plejstocen/holocen (II generacja), a znikomą wartość mają utwory najstarsze (I generacja). Tę ocenę można oczywiście rozwinąć, dostarczając szczegółowych spostrzeżeń i analiz.



Fot. 12.1. Potoki law i stożek piroklastyczny w Dolinie Wulkanów (fot. A. Paulo)

Najmłodsze formy wulkaniczne grupy Andahua, o najwyższej atrakcyjności krajobrazowej skoncentrowane są w Dolinie Wulkanów, w części środkowej i południowej. Jest to obszar odpowiadający piętrom przyrodniczym Yunga i Quechua zwykle bogatym w roślinność trawiastą i krzewy (Pulgar 1981). Dolinę Wulkanów na odcinku od uskoku Jenchaña-Niñamama do połączenia z Kanionem Colca wypełniają prawie na całej szerokości przeplatające się sploty i spiętrzenia potoków law. Lawy porastają rzadkie kaktusy i roślinność pionierska – mszaki i porosty (Cykowska & Flakus 2008). Powierzchnię law tworzą bloki, skiby, ostrokrawędziste płyty i wysokie iglice. Na poprzecznych do biegu doliny uskokach schodowych potoki law tworzą niezwykle kaskady, z charakterystycznymi *levée*. Na uwagę zasługują też uskoki młodsze od law, które z kolei przecinają potoki, odsłaniając ich wewnętrzną strukturę i profil skał podłoża (fot. 12.2). Dolina Wulkanów w części, gdzie występują najmłodsze (holoceni) centra erupcyjne i potoki law to istotny fragment projektowanego parku narodowego (Gałaś & Paulo 2008, Gałaś & Gałaś 2011).

Pomiędzy wulkanami Yanamauras, Laguną Pumajallo i Laguną de Chachas można obserwowwać krawędź rowu tektonicznego doliny z aktywnym uskokiem, malowniczym wodospadem. Istnieje też droga bita, która pozwala wjechać pomiędzy omawiane struktury, co zdecydowanie poprawia dostępność. Obszar z pewnością pretenduje do terenów o najwyższej georóżnorodności w tej części Andów i zasługuje na postulowaną ochronę.



Fot. 12.2. Odsłonięty przez uskoc fałd skrzynkowy w osadach jurajskich oraz profile law grup Barroso i Andahua

## 12.2. Aktywność wulkaniczna

Nie ma współcześnie czynnego wulkanu grupy Andahua. Brak więc spektakularnych widowisk dla turystów, z fajerwerkami i grzmotem erupcji. Nie należy jednak wykluczać, że takie zjawiska się pojawiają. Najbardziej oczekiwana jest działalność typu hawajskiego oraz strombolińskiego. W takim wypadku organizacja ruchu turystycznego skierowanego na oglądanie aktywnych wulkanów musiałaby uwzględnić niebezpieczeństwa z tym związane. Takie wycieczki są organizowane przez biura turystyczne na Islandii, a wejście na szczyt aktywnego od ponad 2 tys. lat Stromboli jest możliwe tylko z przewodnikiem.

W 2003 roku obserwowano czynną solfatarę, na brzegu kopuły lawowej Niñamama. Starsze i nieczynne szczeliny wypełnione siarką powstałą wskutek gazowych ekshalacji odnaleziono w wąwozie pomiędzy miejscowościami Tapay i Coshnirhua w Kanionie Colca oraz u źródeł potoku Gloriahuasi. Rozległe pola zmian hydrotermalno-solfatarowych są widoczne nad niszą lawiny gruzowej wulkanu Hualca Hualca.

Prawdziwą perłą w aspekcie atrakcyjności turystycznej i edukacyjnej jest środkowa część Doliny Wulkanów pomiędzy linią uskoku Jenchaña-Niñamama na północy a strefą kopuł lawowych koło Sucna. Mieszczą się tu najbardziej atrakcyjne formy wulkaniczne: czytelne kopuły lawowe, stożki piroklastyczne, lawy blokowe, lawy aa, bruzdy w potokach lawy. Można zobaczyć idealny stożek Jechapita oraz mniej regularny Chilcayoc Chico rozzerwany przez wypływającą z niego lawę. Do tego można dodać ekshalacje gazów i ruiny Antaymarca.

### 12.3. Gorące źródła

Atrakcją turystyczną w tym raczej chłodnym, wysokogórskim klimacie są źródła termalne, które związane są z aktywnością wulkaniczną. Takie źródła występują na obszarach występowania skał grupy Andahua lub w bezpośrednim z nimi sąsiedztwie (fot. 12.3). Nieliczne badania tych wód wskazują na charakter chlorkowy lub siarczkowo-wodorowęglanowy. Zakres temperatur wynosi od 43–85°C (Vargas 2005). W Canco, na brzegu Rio Colca wypływają źródła o temperaturze 51–62°C.



Fot. 12.3. Wpływy wód termalnych w Dolinie Colca

Najbardziej znane są kąpieliska termalne w La Calera i Yanque w Dolinie Colca, obydwa na skraju law grupy Andahua oraz w górnej części doliny między Sibayo a Tuti. Znane są także źródła termalne poza wystąpieniami grupy Andahua, np. w Kanionie Colca w Llahuar, Sangalle i Canco. Dwa kąpieliska znajdują się na stoku masywu Antapuny w Huancarama. Wybudowane w pobliżu gorących źródeł ośrodki wypoczynkowe, nie są ośrodkami SPA w europejskim rozumieniu ze względu na klasę oferowanych usług. Jednak ich położenie w górach, blisko szlaków komunikacyjnych zapewnia dużą liczbę odwiedzających. Bez wątpienia baseny termalne znakomicie uzupełniają propozycję turystyczną dla odwiedzających Kanion Colca.

Innym zjawiskiem postwulkanicznym są gejzery. W Kanionie Colca poniżej Sangalle znajduje się wyraźny stożek utworzony z trawertynu. Według informacji ustnej mieszkańca Tapay (2006) istniejący tam gejzer wyrzucał gorącą wodę raz do roku. Inny aktywny gejzer ponad Pinchollo wydaje się związany z kompleksem wulkanicznym Hualca Hualca – Sabancaya – Ampato. Jego siarczanowe wykwyty opisali Ciesielczuk *et al.* (2013).

## 12.4. Sport i rekreacja

Omawiane wulkany nie posiadają cech pozwalających na ich sportowe wykorzystanie. Są małe, bez pokrywy lodowej, a więc nie stanowią celu turystyki wysokogórskiej porównywalnej z popularnymi wejściami na Coropunę, Ampato czy Misti. Mogą być natomiast celem turystyki kwalifikowanej. Znaczne rozprzestrzenienie grupy Andahua powoduje, że można w dość prosty sposób zaproponować trasy piesze, rowerowe czy dla samochodów (terenowych). Szlaki mogłyby prowadzić obok poszczególnych wulkanów, a niektóre z nich mogłyby być traktowane jako punkty widokowe. Najmłodsze potoki lawowe pokryte na powierzchni blokami i lawami aa mogłyby być dopuszczone do turystycznego zwiedzania. Poruszanie się po takich lawach wymaga jednak dobrego obuwia, sprawności ruchowej i koncentracji, gdyż potknięcie się na ruchomych, ostrych blokach grozi co najmniej skaleczeniem.

Poważnym ograniczeniem dla rozwoju turystyki na omawianych obszarach wulkanicznych są małe zasoby wód powierzchniowych, brak infrastruktury mieszkalnej i drogowej oraz objaśnień. Nie dotyczy to jednak Doliny Colca, gdzie istnieją dobre drogi, hotele i łatwo można znaleźć przewodnika.

## 12.5. Dziedzictwo kultury

Aktywność wulkaniczna grupy Andahua pozostawiła wiele ciekawych form naturalnych. Według Hoempera (1962) lawy zniszczyły osadę, której ruiny są położone w Dolinie Wulkanów. Pomimo szczegółowych prac w dolinie nie udało się jednak potwierdzić tego faktu. Znajdują się tam liczne porzucone osady, które znajdują się na potokach lawy zarówno tych starszych (I generacja, np. Pajareta na północny wschód od Andagua), jak i najmłodszych (III generacja koło kopuły Antaymarca). Do budowy domów osady Antaymarca wykorzystano bloki law Andahua, które poukładano, tworząc podłogi i ścieżki pomiędzy budynkami. Zdaniem archeologa M. Sobczyka osadę opuszczono z nieznanego powodu około 300 lat temu (informacja ustna, 2004). Możliwe, że osadę porzucono, gdy uaktywniła się sąsiednia kopała Niñamama. Na powierzchni potoku koło Laguny Pumajallo wśród podobnych ruin odnaleziono krążki wykonane ze starszych law (grupy Barroso), niektóre nosiły ślady czerwonej ochry. Prawdopodobnie służyły one jako waluta.

Wybuchy wulkanów Chilcayoc, Chilcayoc Grande i Chico oraz erupcje law na północny wschód od nich spowodowały przegrodzenie oraz zatamowanie spływu wód Rio Andahua. Jeśli położona bardziej na południe osada Jello Jello była wtedy zamieszkała, to pobliskie tarasy uprawne w dnie doliny zostały zniszczone. Można przypuszczać, że właśnie w osadzie Jello Jello należy szukać uszkodzonych przez lawę budowli. Lokalizacja niektórych murów i schronów na powierzchni potoków lawy świadczyć może, że osada przetrwała, a obserwowane schrony należały do tych, których domy płynąca lawa zniszczyła.

Obok osiedli istnieją także zbiorowe groby wykonane z materiału wulkanicznego. Do obecnej chwili nie zostały one zinwentaryzowane, choć trzeba zauważyć, że są to obiekty spłądrowane i niestanowiące atrakcji dla nauki lub turystyki.

## 13. Podsumowanie

Opisana w niniejszej monografii grupa wulkaniczna Andahua odróżnia się od występujących w jej otoczeniu starszych grup wulkanicznych. Typowe dla tego obszaru są struktury należące do grupy Barroso, czyli stratowulkany. Stożek stratowulkanu zbudowany jest z warstw tefry i law, o łącznej objętości rzędu 20 km<sup>3</sup>.

Grupa Andahua wykształcona jest w postaci 167 małych centrów erupcyjnych rozrzuconych na obszarze 12 000 km<sup>2</sup>. Rozpoznano i opisano 121 kopuł lawowych, zwykle o małych rozmiarach. Kopuły mają przeważnie wysokość do 50 m, a tylko pojedyncze osiągają 200 m. Towarzyszy im 46 stożków piroklastycznych stojących w obrębie pól lawowych lub na ich obrzeżach. Kilka stożków jest zupełnie odosobnionych i pozbawionych sąsiedztwa law. Zwykle mają one wysokość 100–150 m. Zarówno kopuły, jak i stożki to najczęściej formy monogenetyczne. Są jednak wyjątki od tych ogólnych prawidłowości. Istnieją stożki piroklastyczne zawierające odnowione kratery, rozerwane przez potoki lawowe lub zbudowane na starszych kopułach, a więc o historii związanej z kilkoma epizodami aktywności. Rozpoznano także pojedyncze struktury o charakterze niewielkich stratowulkanów, tj. zbudowane z tefry i law. Łączna objętość law i materiału piroklastycznego nie przekracza 50 km<sup>3</sup>.

Oprócz w miarę poznanych regionów występowania wulkanów grupy Andahua, tj. Dolina Wulkanów, Huambo-Cabancaonde i częściowo Pampa Jaran, odkryto i opisano następujące regiony: Antapuna, Dolina Molloco, Laguna Parihuana, Dolina Colca. Zaproponowano podział na 3 generacje wiekowe: I starszą (plejstocen), II pośrednią (plejstocen-holocen) i III młodą (holocen i czasy historyczne). Można z pewnym przybliżeniem przyjąć, że najstarsze formy grupy Andahua powstały pół miliona lat temu (środkowy plejstocen). Silny stopień erozji centrów znajdujących się w Dolinie Glorihuasi rozwinięte gleby na powierzchni potoków wskazują, że mogą pochodzić z pierwszych okresów aktywności. W późnym plejstocenie aktywność miała najszerszy zasięg przestrzenny. Obejmowała wszystkie regiony z wyjątkiem Laguny Parihuana. W holocenie aktywne były liczne centra w Dolinie Wulkanów oraz pojedyncze poza nią.

Centra erupcyjne grupy Andahua uszeregowane są wzdłuż systemów uskoków, które wykorzystywane były przez magmę zasilającą wulkany. Podstawowe znaczenie mają uskoki o przebiegu NW-SE. Ten system związany jest z uskokami przesuwczymi i strukturami śródgórnymi tektonicznymi. Drugi system NE-SW przecina poprzecznie rowy, a na południe od Kanionu Colca odpowiada strukturom *pull-apart*. Pozostałe systemy szczelin wykorzystywane przez magmę to N-S, WNW-ESE oraz W-E. Większość uskoków to formy przederupcyjne, ale aktywne także w czwartorzędzie.

Prace terenowe dostarczyły bardziej reprezentatywnego zbioru próbek, co pozwoliło na wykonanie pełniejszych analiz geochemicznych. Spośród skał grupy Andahua najliczniejszą grupę stanowią trachyandezyty, następnie bazaltowe trachyandezyty i dacyty. Pojedyncze próbki reprezentują: bazalty, andezyty, trachity i trachydacyty. Wyróżniono skały alkaliczne i subalkaliczne. Mają głównie strukturę hipokrystaliczno-porfirową, rzadziej mikrofelsytową lub afirowo-felsytową, zawartość fenokryształów rzadko przekracza 20%. Ciasto skalne jest wykształcone hyalopilitowo lub mikrokryształicznie. Najczęściej spotykane tekstury to porowata, rzadziej zbita, pęcherzykowa, bezładna lub fluidalna.

Spośród fenokryształów przeważają plagioklasy, oksyhornblenda i akcesorycznie występują klinopirokseny lub oliwiny. Plagioklasy rzadko wykazują budowę zonalną. W przypadku przeważającej grupy trachyandezytów zawartość An w plagioklazach mieści się w zakresie andezyn-bytownit. W kwaśniejszych dacytach zakres ten jest ograniczony do andezyn-labrador.

Zawartość  $\text{SiO}_2$  wynosi 51,8–67,9%, a  $\text{K}_2\text{O}$  1,4–3,3%, zaś  $\text{Na}_2\text{O}$  3,4–5,4%. Są to generalnie skały pośrednie z przewagą sodu nad potasem. Na diagramach dyskryminacyjnych Harkera w przypadku głównych tlenków można zauważyć wyraźnie ujemną korelację  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$  i  $\text{TiO}_2$  z zawartością krzemionki. Nie ma korelacji krzemionki z  $\text{Na}_2\text{O}$  i Ba, Sr. Lawy stratowulkanów grupy Barroso stanowią zwykle przedłużenie trendu korelacji, bo mają wyższą zawartość  $\text{SiO}_2$ , ale wykazują podobną zawartość pierwiastków głównych i niektórych śladowych.

Na tle skał grupy Andahua grupa Barroso jest bardziej wzbogacona w Rb, Th, U oraz zubożona w P, Eu, Ti i Dy. Pewne podobieństwo do law ze stratowulkanu Sabancaya wykazuje próbka z kopuły C. Coropuna (CM), która reprezentuje najmocniej wyewoluowaną magmę w zespole law Andahua. Pozostałe krzywe dotyczące próbek grupy Barroso wykazują nieco bardziej podkreślone anomalie występujące także w grupie Andahua. Dotyczy to np. anomalii Ti, Nb i P.

Skały grupy Andahua wykazują silne powiązanie genetyczne. Analizy zawartości pierwiastków ziem rzadkich w lawach Andahua wskazują na kontaminację składnikami pochodzącymi z wytopienia skorupy kontynentu. Magma wytopiona pod wpływem fluidów z klina płaszczu ziemskiego nad strefą subdukcji odpowiadała składem bazaltowi. Po dotarciu do granicy Moho utworzyła jeden duży lub kilka mniejszych zbiorników. Następowo wytopienie skał skorupy, co prowadziło do dyferencjacji. Stopień kontaminacji zależał od składu skał skorupy i warunków w zbiorniku magmowym. Równocześnie następowała frakcjonalna krystalizacja

Zdecydowanie duży udział w ewolucji magmy miała frakcjonalna krystalizacja: oliwinów, klinopiroksenów, plagioklazów oraz w mniejszym stopniu amfiboli i magnetytu. Różnice w składzie chemicznym skał grupy Andahua wynikają z kontaminowania różnymi składnikami wytapianymi z gnejsów Charcani, granitów Paracas i/lub innych skał. Prawdopodobne, że dyferencjacja magmy zachodziła w strefie działania procesów MASH (*Melting, Assimilation, Storage, Homogenization*).

Inna niż stratowulkany tej strefy charakterystyka aktywności grupy Andahua może być efektem początkowej fazy procesów wgłębnych w strefie CVZ, prowadzących do powstania głębokich rozłamów w skorupie kontynentu. Pęknięcie skorupy i towarzyszący mu spadek ciśnienia ułatwia wytapianie, a otwieranie się szczelin umożliwia ruch magmy ku powierzchni. Silne zdyslokowanie wypiętrzanej Kordyliery Zachodniej i aktywność tektoniczna tłumaczą duży zasięg przestrzenny centrów wulkanicznych grupy Andahua.

Mimo że obecnie brak aktywności wulkanów grupy Andahua należy spodziewać się kolejnych erupcji w przyszłości. Odstępy między okresami aktywności wynosiły od kilkuset lat do kilkudziesięciu tysięcy lat. Czwartorzędowa aktywność tektoniczna obszaru badań może inicjować uwalnianie naprężeń kompresyjnych i nowych porcji magmy. Wzdłuż odnowionych uskoków mogą powstawać kopyły lawowe emitujące potoki law oraz stożki piroklastyczne. Aktywność eksplozywna może osiągać siłę 2–3 stopnia VEI. Zagrożeniem dla mieszkańców tych terenów nie będą lateralne skutki takich erupcji, bo nie przekroczą one skali kilku – kilkunastu kilometrów. Natomiast charakterystyczna dla grupy Andahua zmiana lokalizacji i powstawanie stale nowych centrów erupcji może bezpośrednio zagrażać mieszkańcom i gospodarce w Dolinie Wulkanów i na terenach sąsiednich.

Omawiane w pracy wulkany oraz ich bezpośrednie otoczenie zostały zwaloryzowane pod kątem: krajobrazu, aktywnych procesów wulkanicznych, wyjątkowych ekosystemów, dziedzictwa kultury oraz możliwości rekreacji lub uprawiania sportu. Kopyły i potoki lawowe, stożki piroklastyczne i kaskady zakrzepłej lawy nadają dużym obszarom tego rejonu niezwyklej krajobraz. Oprócz tworzenia pobudzającego wyobraźnię krajobrazu poszczególne formy są wysoko oceniane pod względem naukowym, edukacyjnym oraz turystycznym. Najlepszym tego przykładem jest Dolina Wulkanów, której południowa część została ujęta jako obszar chroniony w projekcie Parku Narodowego Kanion Colca i Dolina Wulkanów. Najważniejszy walor tego obszaru to georóżnorodność. Projekt realizuje grupa polskich naukowców działająca w ramach Polskiej Wyprawy Naukowej do Peru pod kierownictwem prof. Andrzej Paulo z Akademii Górniczo-Hutniczej. W 2010 roku projekt został uznany przez uczestników ankiety „Cudze chwalicie, swego nie znacie – promocja osiągnięć nauki polskiej” zorganizowanej przez Polską Fundację Wspomagania Rozwoju Gospodarczego „OIC Poland” za jedno z czterdziestu najambitniejszych polskich przedsięwzięć naukowych ([www.topnauka.pl](http://www.topnauka.pl)).

**Załącznik 1. Wykaz kopuł lawowych grupy Andahua**

Lp.	Region	Nazwa/symbol (Próbka)	Koordynaty GPS	Wysokość m n.p.m. / wysokość kopuły m	Charakterystyka	Wiek
1	Dolina Wulkanów	IS1	784855 8286570	3646 10	porośnięta krzakami i kaktusami	I 0,5 Ma*
2		An	bd.	bd.	niewielkie wzgórze	I
3		D10	76282 86137	4169 23	porośnięta krzakami i kaktusami	I
4		DK3 (DK3)	776971 286315	4175 bd.	lawa lutowa, porośnięta krzakami i kaktusami	I
5		DK4 (DK4)	78139 86036	4150 bd.	lawa fenoandezytowa, porośnięta krzakami i kaktusami	I
6		DK8	bd.	4140	porośnięta krzakami i kaktusami	I
7		DK9	bd.	4115	porośnięta krzakami i kaktusami	I
8		DK10	bd.	4050	porośnięta krzakami i kaktusami	I
9		VCO (VCO)	780727 283914	3969 49	lawa benmoreitowa, porośnięta krzakami i kaktusami	I
10		VCO II	780727 283914	3969 69	porośnięta krzakami i kaktusami	I
11		VCO1	780819 283754	3956 bd.	porośnięta krzakami i kaktusami	I
12		VCO3	780821 283576	3962 bd.	porośnięta krzakami i kaktusami	I
13		TK2 (TK2)	82534 86490	3744 6	lawo fenoandezytowa, porośnięta krzakami i kaktusami	I
14		TK4	782021 286814	3773 45	porośnięta krzakami i kaktusami	I

Lp.	Region	Nazwa/symbol (Próbka)	Koordynaty GPS	Wysokość m n.p.m. / wysokość kopuły m	Charakterystyka	Wiek
15	Dolina Wulkanów	T3	782105 287631	3741 28	zapadnięta z małą kopułą w środku, lawa feno-andezytowa, porośnięta trawą	I
16		Pra Ticscho/PT	0781375 8286482	3673 bd.	porośnięte krzakami i kaktusami	I 0,27 Ma*
17		PT1	bd.	bd.	szczelina eruptywna, porośnięta krzakami i kaktusami	I
18		Soporo	bd.	bd.	porośnięta krzakami i kaktusami	I
19		Achacara	7876 83016*	4150 100	odnowiona w starszej formie	I
20		Tororoesa	7878 82987*	4200 50	porośnięta trawą	I
21		V13A		4110	odnowiona/porośnięta trawą	I
22		Jullulluyoc	7810 83142*	4512 50	porośnięta kępami traw	I
23		A13 (A13)	bd.	bd.	lawo fenoandezytowa, zniszczona przez lodowiec	I/II
24		A131 (A14)	bd.	bd.	lawo fenoandezytowa, zniszczona przez lodowiec	I/II
25		Cerros Umajala	bd.	4811 bd.	zniszczona przez lodowiec	I/II
26		Cerro Anchajolla	bd.	bd.	izolowana	II
27		Chipchane (ARCHI)	786157 290311	3917 70	lawo trachitowa, bloki scorii, otwarta wy- plywem na W, prawdopodobnie 2-3 razy odnawiana	II
28		V8	bd.	3990 bd.	lawo fenoandezytowa, porośnięta trawą	II

Lp.	Region	Nazwa/symbol (Próbka)	Koordynaty GPS	Wysokość m n.p.m. / wysokość kopuły m	Charakterystyka	Wiek
29	Dolina Wulkanów	V8B	bd.	3990 bd.	porośnięta trawą	II
30		V8C	bd.	3880 bd.	porośnięta trawą	II
31		V8D	bd.	3897	porośnięta trawą	II
32		V8E	bd.	3860 bd.	porośnięta trawą	II
33		MS2	bd.	4500 bd.	porośnięta trawą	II
34		MS5	bd.	4600 bd.	porośnięta trawą	II
35		MS6	bd.	4525 bd.	porośnięta trawą	II
36		MS7	bd.	4437 bd.	porośnięta trawą	II
37		C. Ashillo	bd.	bd.		II
38		LS	bd.	bd.		II
39		Cochapampa (C1A)	0782708 8284695	3738 82	lawą benmoreitową, scoria, ksenolit kwarcytu, otwarta potokiem lawy na SE, dwukrotnie odnawiana, pokryta częściowo roślinnością	II
40		Jochane	7734 83065*	4500 100	porośnięta kępami traw	II
41	MS1 (MS1)	772820 311670	4594 10	lawą latorytową, porośnięta kępami traw	II	

Lp.	Region	Nazwa/symbol (Próbka)	Koordynaty GPS	Wysokość m n.p.m. / wysokość kopuły m	Charakterystyka	Wiek
42	Dolina Wulkanów	A5	786079 283613	3432 12	lawą blokową, na powierzchni typu aa	III
43		A6	785639 283277	3390 bd.	lawą blokową, na powierzchni typu aa	III
44		Ninamama (A7)	0786545 8284465	3403 33	lawą blokową, na powierzchni typu aa	III
45		Antaymarca	0784608 8282862	3583 20	lawą blokową, na powierzchni typu aa	III
46		A26	784971 282792	3583 20	lawą blokową, na powierzchni typu aa	III
47		Accopampa	bd.	3393 bd.	lawą blokową, na powierzchni typu aa	III
48		CH21	bd.	bd.	lawą blokową, na powierzchni typu aa	III
49		CH22	bd.	bd.	lawą blokową, na powierzchni typu aa	III
50		J2	bd.	bd.	lawą blokową, na powierzchni typu aa	III
51		S61	bd.	bd.	lawą latytową	III
52		S62	bd.	bd.	lawą blokową, na powierzchni typu aa	III
53		S63	bd.	bd.	lawą blokową, na powierzchni typu aa	III
54		S64	bd.	bd.	lawą blokową, na powierzchni typu aa	III
55		S2	791412 8279596	bd.	lawą blokową, na powierzchni typu aa	III
56		S4	792160 8279020	bd.	lawą blokową, na powierzchni typu aa	III
57		S6	794123 278083	2979 63	lawą blokową, na powierzchni typu aa	III
58		S1	792652 279482	bd.	lawą blokową, na powierzchni typu aa	III

Lp.	Region	Nazwa/symbol (Próbka)	Koordynaty GPS	Wysokość m n.p.m. / wysokość kopuły m	Charakterystyka	Wiek
59	Antapuna	Cerro Antapuna (Anta2)	0779944 8322476	4571 166	lawo fenoandazytowa, zniszczona przez erozję glacialną, lawa blokowa	I
60		Tanca	bd.	bd.		I
61		PP1	bd.	bd.	lawo fenoandazytowa, erozja zatarła granicę potoku	I
62		PP2	bd.	bd.	erozja zatarła granicę potoku	I
63		AR2 (AR2)	0800936 8335962	4982 42	lawo benmoreitowa, aglutynat, scoria, na szezycie zglady lodowcowe, geliflukcja	I
64	Pumarana (Pum1)	783680 8340670	4900 50	lawo fenoandazytowa, blokowa, na powierzchni typu aa	III	
65	Dolina Molluco	Cerro Coropuna (CM)	814057 287241	5180 250	lawo trachidazytowa, bloki i plyty podcięta przez lodowiec	II
66		C	bd.	bd.	rumosz na stoku	I
67		T	bd.	bd.	rumosz na stoku	I
68		CM1	bd.	bd.	lawo fenoandazytowa, blokowa	II
69		M1	bd.	bd.	pozbawiona roślinności	II
70		M2	bd.	bd.	pozbawiona roślinności	II
71		M3	bd.	bd.	pozbawiona roślinności	II
72		M4	bd.	bd.	pozbawiona roślinności	II
73		U2	bd.	bd.	pozbawiona roślinności	
74		Uchuyhaca	1814 82863*	4400 bd.	pozbawiona roślinności	II

Lp.	Region	Nazwa/symbol (Próbka)	Koordynaty GPS	Wysokość m n.p.m. / wysokość kopuły m	Charakterystyka	Wiek
75	Dolina Colca	Cano 1	224651 8277959	3790 10	porośnięta trawą	I
76		Can1 (CAN1)	224605 8277815	3787 76	porośnięta trawą	I
77		Chi2	220737 8270021	3688 67	porośnięta trawą, na szczycie baszta Inków	I
78		Cal3	222305 8271721	3609 bd.	porośnięta trawą	I
79		Lari2 (LARI12)	203782 8269446	3378 bd.	zerodowana, podcięta przez rzekę	I
80		Cal2 (CAL2)	221640 8271073	3606 bd.	porośnięta trawą	I/II 172 ka BP i 64 ka BP, 0,23**
81		OC4 (CC4)	220584 274741	3879 48	ława fenoandezytowa, resurgentna ława fluidal- na porośnięta trawą	II
82		OC2 (OC1)	220368 275337	3830 91	ława ławotowa, fluidalna, porośnięta trawą	II 0,095*
83		OC5	220643 273977	3866 15	ława blokowa, rumosz, nieco porośnięta trawą	II
84		Can5 (CAN5)	223263 8275703	3727 16	porośnięta trawą	II
85		Can6	223355 8275064	3715 bd.	porośnięta trawą	II

Lp.	Region	Nazwa/symbol (Próbka)	Koordynaty GPS	Wysokość m n.p.m. / wysokość kopuły m	Charakterystyka	Wiek
86	Pampa Jaran	P010 (H010)	806254 8247247	4233 23	lawa benmoreitowa, lawa blokowa	I
87		P011	bd.	bd.		I
88		P012	bd.	bd.		I
89		CP5	802582 8242444	4113 23	porośnięta trawą	I
90		MG1	0802312 8243872	3894 107	porośnięta trawą	I
91		MBK2	807907 243918	4039 83	porośnięta krzakami i kaktusami	I
92		MBK21	bd.	bd.	porośnięta krzakami i kaktusami	I
93		MBK22	bd.	bd.	porośnięta krzakami i kaktusami	I
94		GL9	792253 8244556	3019 20	lawa blokowa a na powierzchni typu aa	I
95		GL4	794679 242847	2647 bd.	lawa blokowa a na powierzchni typu aa	I
96		GL91 (GU12)	bd.	bd.	lawy podcięte czerwonym aglomeratem b. masywne, mugerayt	I
97		H45	807552 8233126	3918 18		I
98		Q1	bd.	bd.	porośnięta kaktusami	I
99		Q2 (Pe1)	bd.	bd.	lawa fenobazaltowa, porośnięta kaktusami	I

Lp.	Region	Nazwa/symbol (Próbka)	Koordynaty GPS	Wysokość m n.p.m. / wysokość kopuły m	Charakterystyka	Wiek
100	Humbó-Cabanaconde	MOK3	814738 263255	4213 66	lawá fenobazaltowa, lawa bloki, porośnięta kępami traw	I
101		MOK4	815035 262907	4274 127	lawá blokowa. andezyt porośnięte kępami traw	I
102		SO6	810654 265835	3611 31	lawá fenoandezytowa, lawa blokowa, porośnię- ta kaktusami	I
103		UP1	810447 268128	3459 9	lawá blokowa, trachit mocno zerodowana ślady erozji lodowcowej, porośnięta trawą	I
104		SO8	811553 269382	3585 10	lawá blokowa, porośnięta kaktusami	I
105		SO11	bd.	bd.	lawá blokowa, porośnięta kaktusami	I
106		SO12	bd.	bd.	lawá blokowa, porośnięta kaktusami	I
107		FU5	bd.	bd.	lawá blokowa, porośnięte trawą	I
108		FU6	bd.	bd.	lawá blokowa, porośnięte trawą	I
109		SO21 (LE3)	bd.	bd.	lawá latytowa, porośnięta trawą	I
110		LE1	815085 268021	3852 21	lawá blokowa, porośnięta trawą kopuła na uskoku równoległym do Kantonu Colca	I
111	FU2	813120 268292	3821 21	lawá blokowa, porośnięta trawą kopuła na uskoku równoległym do Kantonu Colca	I	

Lp.	Region	Nazwa/symbol (Próbka)	Koordynaty GPS	Wysokość m n.p.m. / wysokość kopuły m	Charakterystyka	Wiek
112	Huambo-Cabanaconde	FU3	813282 268291	3832 32	lawą blokowa, porośnięta trawą kopuła na uskoku równoległym do Kanionu Colca	I
113		FU4	813640 268348	3867 67	lawą blokowa, porośnięta trawą kopuła na uskoku równoległym do Kanionu Colca	I
114		014	814695 8261821	4084 19	porośnięta kępami traw	I
115		015 (H015b)	815065 8261593	4158 18	lawą fenobazaltowa, porośnięta kępami traw	I
116		MJ3	819671 262627	4388 74	lawą ląytowa, blokowa, porośnięta kępami traw	II
117		MJ31	bd.	bd.	lawą fenobazaltowa, blokowa, porośnięta kępami traw	II
118		MJ32	bd.	bd.	lawą blokowa, porośnięta kępami traw	II
119		Jajacuchu (HU2)	0807944 8258557	3922 83	lawą andezytowa, masywna, aglutynat stożek lawowy	II
120		HU21	bd.	bd.	stożek lawowy, otwarty na E	II
121		Keyoc		4567 267	lawą andezytowa, blokowa, aglutynat i scoria	III 2650 lat *

Kolumna 4 i 5 – \* Fidel *et al.*, 1997

Kolumna 7 – \*Cabrera &amp; Thouret, 2000; \*\* Eash &amp; Sandor, 1995

**Załącznik 2. Wykaz wulkanów (stożków piroklastycznych i stratowulkanów) grupy Andahua (Galaś 2011)**

Lp.	Region	Nazwa (Próbka)	Koordynaty GPS	Wysokość m n.p.m. / wysokość stożka m / objętość, km <sup>3</sup>	Charakterystyka	Wiek
1	2	3	4	5	6	7
1	Dolina Wulkanów	Panahua	787695 8298546	4215/59/0.004	częściowo zdegradowany, otwarty	I
2		Ucuya (AC3)	785312 281913	3670/70/0.005	stożek przerwany przez potok lawy, który z niego wypłynął, laty	I
3		Pampalquita (CM2)	7884506 281307	3818/70/0.007	stożek przerwany przez potok lawy, który z niego wypłynął, lawy fenoandezytowe	I
4		Yanamauras Sur	783910 8286304	3761/181/0.012	regularny	II
5		Yanamauras	784214 8286652	3760/108/0.019	regularny	II
6		x	783956 8287271	3571/25/0.001	stożek zniszczony przez erozję	II
7		Cerro Puca Mauras	785722 8293030	4181/334/0.229	stożek przerwany przez potok lawy, który z niego wypłynął	II
8		Cerro Mauras	787022 8302521	4317/161/0.136	stożek z fragmentem ściany starszego stożka	II
9		Collopampa	7878 83025*	4158/83*/0.005	stożek w zapadniętej kopule collopampa	II
10		Santa Rosa	7875 82945*	3940/100*/0.018	regularny	II
11		Santa Rosa Sur	7867 82934*	3960/50*/0.007	regularny	II
12		Challhue Mauras	7847 82998*	4260/160*/0.102	regularny	II

Lp.	Region	Nazwa (Próbka)	Koordynaty GPS	Wysokość m n.p.m. / wysokość stożka m / objętość, km <sup>3</sup>	Charakterystyka	Wiek
13	Dolina Wulkanów	Misahuana Mauras (V9a, V9b)	770325 8311264	3915/168/0.051	stożek monogenetyczny, fenoandezyt	II
14		Pabellon Mauras	7729 83084*	4507/ 107*/0.006	regularny	II
15		Yana Mauras (YM1)	775612 8305161	4605/155/0.058	stożek monogenetyczny zniszczony przez erozję rzeczną	III 2900 lat**
16		Ticsho	781375 8286482	3871/60/0.008	regularny	III 4050 lat *
17		Mauras (Mau2)	7840 83124*	4007/107/0.012	regularny, fenoandezyt	III 2900 lat **
18		Jenchaña	784664 8282346	3624/~100/0.005	regularny	III
19		Jechapita (J1)	788499 8280856	3388/~100/0.012	regularny	III
20		Chilcayoc Grande (CH2S)	790847 8280756	3243/~143/0.022	regularny	III A.D. 1500**
21		Chilcayoc	788139 8282003	3347/~70/0.003	stożek przerwany przez potok lawy, który z niego wypłynął	III
22		Chilcayoc Chico	787693 8282304	3343/65/0.002	stożek przerwany przez potok lawy, który z niego wypłynął	III 370 +/- 50 lat *
23		Cerro Pucamauras	7974 82898*	4915/185*/0.065	regularny	I
24		Cerro Ticlla	No data	5258/58	stożek zniszczony przez erozję glacjalną	I

Lp.	Region	Nazwa (Próbka)	Koordynaty GPS	Wysokość m n.p.m. / wysokość stożka m / objętość, km <sup>3</sup>	Charakterystyka	Wiek
25	Antapuna	Cerro Antopuna	788955 8323619	4890/190	stożek zniszczony przez erozję glacialną	I
26		parasitic Cerro Antapuna	791296 8322876	4754/24	stożek zniszczony przez erozję glacialną	I
27		Ares I	804174 8333531	4985/85	stożek zniszczony przez erozję glacialną	II
28		Ares II	800936 8335962	4982/42	stożek zniszczony przez erozję glacialną	II
29	Dolina Molloco	Marhuas (VM21)	800936 8335962	4483/120/0.031	regularny	II
30	Laguna Parihuana	Antaymarca (HT1)	196077 8306538	4646/235/0.057	regularny	60 tys. lat*** II
31		Saigua	2004 83136*	4100/~50/0.002*	regularny	II
32		Challpo	2000 83075*	4100/~50/0.001*	regularny	II
33		Andallullo	1980 82976*	5063/100/0.005*	regularny	II
34		Antacollo	2098 83049*	4650/100/0.002*	regularny	II
35		Sani	2095 82954*	4950/200/0.004*	regularny	II

Lp.	Region	Nazwa (Próbka)	Koordynaty GPS	Wysokość m n.p.m. / wysokość stożka m / objętość, km <sup>3</sup>	Charakterystyka	Wiek
36	Pampa Jaran	Gloriahuasi (H58)	792860 8243760	2650/412/0.108	stratowulkan, benmoreit	I
37		Gloriahuasi Sur (GL8)	791856 8242754	2899/29/0.001	stożek zniszczony przez erozję, mugearyt	I
38		San Cristobal	7953 82449*	2614/250*/0.01	regularny	I
39		Honda	7855 82440*	2426/200*/0.005	regularny	I
40		Marbas Chico Norte (MB)	808170 8244494	4105/ 139/0.041	regularny, fanoandezyt	II
41		Marbas Chico Sur (CMB)	807408 8243274	4110/144/0.023	regularny, fenoandezyt	II
42		Cerro Pucaguada (CP4)	803335 8241700	4241/ 160/0.001	stożek zniszczony przez eksplozję kierunkową, benmoreit	II
43		Marbas Grande (MBS)	802111 8244972	3844/105/0.039	regularny, mugearyt	II
44		Llajuapampa	807137 8247181	4324/175/0.058	regularny	II
45		Uchan Sur	807336 8233573	4177/100/0.053	regularny	I
46	Tururunca (H44)	806564 8235286	4024/106/0.02	regularny, mugearyt	I	

Kolumna 4 i 5 – \* Fidel *et al.*, 1997Kolumna 7 – \*Cabrera & Thouret 2000; \*\* Delacour *et al.* 2007, \*\*\* Kaneoke & Guevara 1984

## Bibliografía

- Allmendinger R.W., Jordan T.E., Kay S.M., & Isacks, B.L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25: 139–174, doi: 10.1146/annurev.earth.25.1.139.
- Anderson R.N., Delong S.E. & Schwarz W.M. 1980. Dehydration, asthenospheric convection and seismicity in subduction zones. *Journal of Geology*. 88, 445–51.
- Antayhuna Y., Tavera H., Bernal I., Palza H. & Aguilar V. 2002. Localización hipocentral y características de la fuente de los sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998 región del volcán Sabancaya (Arequipa). *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 93: 63–72.
- Awdankiewicz M. 2006. Fractional crystallization, mafic replenishment and assimilation in crustal magma chambers: geochemical constraints from the Permian post-collisional intermediate-composition volcanic suite of the North-Sudetic Basin (SW Poland). *Geologia Sudetica*, 38: 39–61.
- Burket B. 2007. Andean volcanism: Nevado Hualca Hualca volcano, southern Peru and el Reventador volcano, Ecuador. University of New York at Buffalo. Praca magisterska.
- Cabrera M. & Thouret J.-C. 2000. Volcanismo monogenético en el sur del Perú. *X Congreso Peruano de Geología*. Sociedad Geológica del Perú, Lima.
- Caldas J. 1993. Geología de los cuadrángulos de Huambo y Orcopampa. *INGEMMET Boletín* 46.
- Caldas J., Fernández D.R. & Turpo P.T. 2002. Mapa geológico del cuadrángulo de Huambo (actualizado) 1 : 50 000. *INGEMMET*.
- Caldas J., La Torre V., Lajo A., Díaz J. & Umpire L. 2001. Mapa geológico del cuadrángulo de Orcopampa (actualizado) 1 : 100 000 (digital). *INGEMMET*.
- Carmichael I.S.E., Turner F.J. & Verhoogen J. 1974. *Igneous petrology*. McGraw-Hill, New York.
- Ciesielczuk J., Żaba J., Bzowska G., Gaidzik K., Głogowska H. 2013. Sulphate efflorescences at the geyser near Pinchollo, southern Peru. *Journal of South America Earth Sciences*, 42: 186–193.
- Clark A.H., Farrar E., Kontak D.J., Langridge R.J., Arenas M.J., France L.J., McBride S.L., Woodman P.L., Wasteneys H.A., Sandeman H.A., & Archibald D.A. 1990. Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Peru. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 85: 1520–1583.

- Cruz M. 2002. Estratigrafía y evolución tectono-sedimentaria de los depósitos sin-orogénicos del cuadrángulo de Huambo: Las formaciones Ashua y Huanca, departamento de Arequipa. Tesis UNSA, Arequipa.
- Cykowska B. & Flakus A. 2008. Flora mszaków i porostów Kanionu Colca (Peru) – badania rekonesansowe. W: Paulo A. & Gałaś A. (red.) – Polskie badania w Kanionie Colca i Dolinie Wulkanów. *Geologia* (kwartalnik AGH) 34, (2/1): 193–203.
- Davidson J.P, Hormon R.S. & Wörner G. 1993. The sources of Central Andean magmas: some consideration. W: Harmon R.S. & Rapela C.W. (eds), Andean magmatism and its tectonic setting. *Geological Society of America Special Paper*. 265: 233–243.
- Davila D.M., Diaz G.H. & Montoya M.R. 1988. Mapa geológico del cudrángulo de Cailloa (actualizado) 1 : 100 000 (digital). *INGEMMET*.
- De Silva S.L. & Francis P.W. 1990. Potentially active volcanoes of Peru – Observations using Landsat Thematic Mapper and Space Shuttle imagery. *Bulletin of Volcanology*, 52: 286–301.
- De Silva S.L. & Francis P.W. 1991. *Volcanoes of the Central Andes*. Springer Verlag. Berlin Heidelberg.
- Degg M. & Chester D. 2005. Seismic and volcanic hazards in Peru: changing attitudes to disaster mitigation. *The Geographical Journal*, 171: 125–145
- Delacour A. 2002. Etude pétrogénétique des laves des centres quaternaires mineurs dans les régions d'Andahua-Orcopampa, de Huambo et du Cerro Nicholson (Andes Centrales, Perou). Unpublished. Dissertation, DEA „Processus magmatiques et métamorphiques – Volcanologie”. Université Blaise-Pascal, Clermont Ferrand.
- Delacour A., Paquereau P., Gerbe M.-C., Thouret J.-C. & Wörner G. 2002. Quaternary minor volcanic centres in southern Peru: volcanology, petrology and geochemistry. 5<sup>th</sup> ISAG Toulouse: 175–179.
- 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.
- DePaolo D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189–202.
- Deruelle B. 1982. Petrology of Plio-Quaternary volcanism of the south-central and meridional Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 77–124.
- Dewey J. & Lamb S. 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, 205: 79–95.
- Eash N.S. & Sandor J.A. 1995. Soil chronosequence and geomorphology in a semi-arid valley in the Andes of southern Peru. *Geoderma*, 65: 59–79.
- England P., Engdahl R. & Thatcher, W., 2004. Systematic variation in the depths of slabs beneath arc volcanoes. *Geophysical Journal International*, 156: 377–408
- 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.
- Francis P. & Oppenheimer C. 2004. *Volcanoes*. Oxford University Press.
- Gałaś A. 2003. Badania młodych wulkanów w południowym Peru. *Wszechświat*, 104, 10–12: 294–296.

- Gałaś A. 2008a. Zasięg i budowę wulkaniczne grupy Andahua. W: Paulo A. & Gałaś A. (red.) – Polskie badania w Kanionie Colca i Dolinie Wulkanów. *Geologia* (kwartalnik AGH), 34, (2/1): 107–135.
- Gałaś A. 2008b. Problemy gospodarki zasobami środowiska w okolicy Kanionu Colca, Peru. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi*, 24, 2/2: 135–152.
- Gałaś A. 2009. Alcance y formaciones del Grupo Andahua. W: Novoa Z.G. (ed), Expedición Científica Polaca – Cañón del Colca. *Sociedad Geográfica de Lima*, Peru: 107–137.
- Gałaś A. 2010. Volcanoes of the Andahua Group around Colca Canyon in Peru. W: Mirek Z., Flakus A., Krzanowski A., Paulo A. & Wojtusiak J. (eds) *The Nature and Culture of Latin America. Review of Polish Studies*. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków: 57–68.
- Gałaś A. 2011. The extent and volcanic structures of the Quaternary Andahua Group, Andes, southern Peru. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 81, 1: 1–19.
- Gałaś A. 2012. Eruptive styles and inferences about petrology of the Andahua Volcanic Group. XVI Peruvian Geological Congress & SEG 2012 Conference, Lima 23–26 September, USB key.
- Gałaś A. & Paulo A. 2004. Valle de los Volcanoes. Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków, folder reklamowy.
- Gałaś A. & Paulo A. 2005. Karłowate wulkany formacji Andahua w południowym Peru. *Przegląd Geologiczny*, 53 (4): 320–326.
- Gill J.B. 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg–New York.
- Golonka J. & Ford D. 2000. Pangean (Late Carboniferous, Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161: 1–34.
- Guizado J. 1968. Geología del cuadrángulo de Aplao. *Servicio de Geología y Minera Boletín* 20. Lima.
- Harmon R.S., & Hoefs J. 1995. Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global  $^{18}\text{O}$  systematics of basalts from different geotectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120, 95–114, doi: 10.1007/BF00311010.
- Hoempler A. 1962. Valle de volcanes de Andahua, Arequipa. Segundo Congr. Nac. de Geología. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 37: 59–69.
- Irvin T.N. & Baragar W.R.A. 1971. Guide to chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523–548.
- Isacks B.L. 1988. Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93, 3211–3231.
- James D.E. 1981. A combined O, Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas, Local geochemical variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 57: 47–62.
- James D.E. 1982. A combined O, Sr, Nd and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 57: 47–62.
- James D.E., Brooks Ch. & Cuyubamba A. 1976. Andean Cenozoic volcanism: magma genesis in the light of strontium isotopic composition and trace element geochemistry. *Geological Society America Bulletin*, 87: 592–600.
- Jara L.A., Thouret J.-C., & Davila J. 2000. The AD 1600 eruption of Huaynaputina as described in early Spanish chronicles. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 90: 121–132.

- Kalicki T. & Kukulak J. 2008. Czwartorzędowa ewolucja Doliny i Kanionu Colca – raport z badań geomorfologicznych wykonanych w roku 2006. W: Paulo A. & Gałaś A. (red.), *Polskie badania w Kanionie Colca i Dolinie Wulkanów. Geologia* (kwartalnik AGH) 34, (2/1): 55–81.
- Kaneoka I. & Guevara C. 1984. K-Ar determinations of late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, southern Peru. *Geochemical Journal*, 18: 233–239.
- Kay S.M., Mpozodis C. & Ramos V.A., 2005. Andes. w: Selley R.C. *et al.* (eds), *Encyclopedia of geology*. Elsevier. Oxford 1, 118–131.
- Klemetti E., 2012. Models vs. Reality: Uplift in the Altiplano-Puna of the Central Andes. *Wired Science Blogs*.
- Krzak M. 2005. Ruch turystyczny w rejonie Arequipy i możliwości jego rozwoju w Dolinie Wulkanów (provincia Castilla) w południowym Peru. *Geoturystyka*, 2: 3–22.
- Le Maitre R. W., 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology*, 17, Part 4: 589–637.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schid R., Sørensen H., Streckeisen A., Wooley A.R. & Zanettin B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- 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.
- McLaughlin D.H. 1924. Geology and physiography of the Peruvian Cordillera, departments Junin and Lima. *Geological Society of America Bull.* 35: 591–632.
- Mamani M., Tassara A. & Wörner G. 2008. Composition and structural control of crustal domains in the Central Andes: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, doi: 10.1029/2007GC001925.
- Mamani M., Wörner G. & Sempere T. 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin*, 22, (1/2): 162–182.
- Marcoux E., Cassard D., Faure M., Llosa F., André A.-S. & Leroy J. 1998. Formación y evolución de las vetas epitermales Au-Ag en la Cordillera Shila, al sur del Perú. Third International Gold Symposium, May 5–8, Lima, Conferences: 392–399.
- Mariño J. 2012. Escenarios eruptivos y mapa de peligros del complejo volcánico Ampato-Sabancaya. Unpublished. Dissertation, Master 2 Prefalco „Ciencias y gestión de la Tierra”, Université Nice Sophia Antipolis.
- Martínez W., Cervantes J., Romero D., & Sempere T. 2005. The late Paleozoic–early Mesozoic Chocolate Formation of southern Peru: New data and interpretations, in 6th International Symposium on Andean Geodynamics: Paris, Institute de Recherché pour le Développement and Universidad de Barcelona, Extended abstracts: 490–492.
- 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. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, Lima.
- McWhirter R. & McWhirter N., 1984. *Guinness Book of World Records 1984*. Sterling Publishing Company, 496.

- Mégard F. 1987. Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of Andean geology north of the Arica Elbow (18°S). W: Monger J.W.H. & Fracheteau J. (eds), Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean Basin. American Geophysical Union, *Geodynamic Series*, Washington, 18.
- Mering C., Huaman-Rodrigo D., Chorowicz J., Deffontaines B. & Guillaude R. 1996. New data on the geodynamics of southern Peru from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images. *Tectonophysics*, 259: 153–169.
- Moncayo O.P. 1994. Geología de los cuadrángulos de Chulca y Cayarani. Carta Geológica Nacional. Serie A, *Boletín Instituto Geológico Minero y Metalúrgico*, N° 51, 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 W: Geología del Perú. *INGEMMET, Boletín* 55, 9–31.
- Paulo A. 1988. Współczesny wulkanizm i główne rysy metalogenii Północnych Andów. *Geologia* (kwartalnik AGH) 14, 4: 5–117.
- Paulo A. 2008. Zarys budowy geologicznej Kordyliery Zachodniej południowego Peru. W: Paulo A. & Gałaś A. (red.), *Polskie badania w Kanionie Colca i Dolinie Wulkanów. Geologia* (kwartalnik AGH) 34, (2/1): 35–53.
- Paulo A. & Gałaś A. 2006. Górnictwo a rozwój zrównoważony i ryzyko inwestycyjne w Peru. IGSMiE Polska Akademia Nauk, *Gospodarka Surowcami Mineralnymi*, 22, 2: 145–166.
- Paulo A. & Gałaś A. (red.). 2008. Polskie badania w Kanionie Colca i Dolinie Wulkanów. *Geologia* (kwartalnik AGH) 34, (2/1), 242.
- Paulo A. & Gałaś A. 2011. Polska Wyprawa Naukowa do Peru. *Przegląd Geologiczny*, 59 (1): 58–68.
- Perelló J., Carlotto V., Zarate A., Ramos P., Posso H. & Caballero A. 2003. Porphyry-style alteration and mineralization of the middle Eocene to early Oligocene Andahuaylas-Yauri Belt, Cusco region, Peru. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 98: 1575–1605.
- Petrelli M., Poli G., Perugini D. & Peccerillo A. 2005. Petrograph: a New Software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6. Q07011, doi 10.1029/2005GC000932, 26 July 2005.
- Picard D., Sempere T. & Plantard O. 2008. Direction and timing of uplift propagation in the Peruvian Andes deduced from the molecular phylogeny of highland biotaxa. *Earth and Planetary Science Letters*, 271: 326–336, doi: 10.1016/j.epsl.2008.04.024.
- Portocarrero A. 1960. Reconocimiento geológico del Valle de Andahuaylas. Praca dyplomowa UNSA Arequipa.
- Pulgar J. 1987. Geografía del Perú: las ocho regiones naturales del Perú. Lima. Ed. Universo.
- Quispesivana L.Q. & Navarro P.C., 2001. Mapa geológico del cuadrángulo de Chivay (actualizado) 1 : 100 000 (digital). *INGEMMET*.
- Radwanek-Bąk B. 2008. Atrakcje geoturystyczne Kanionu Rio Colca i jego otoczenia. W: Paulo A. & Gałaś A., (red.), *Polskie badania w Kanionie Colca i Dolinie Wulkanów. Geologia* (kwartalnik AGH) 34, 2/1: 173–192.
- Ramos V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22, 3, 183–190.

- Ringwood A.E. 1974. Petrological evolution of island arc systems. *Journal of the Geological Society of London*, 130: 183–204.
- Rivera M., Samaniego P., Delgado R., Mariño J., Liorzou C. & Nauret F. 2012. Evolución petrológica y geoquímica del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (Arequipa). XVI Peruvian Geological Congress & SEG 2012 Conference, Lima 23–26 September, USB key.
- Rogers N. & Hawkesworth C. 2000. Composition of magmas. W: Sigurdsson H. (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego: 115–131.
- Ruprecht P. & Wörner G. 2007. Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165: 142–162.
- 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.
- Sempere T. & Jacay J. 2008. Anatomy of the Central Andes: Distinguishing between western, magmatic Andes and eastern, tectonic Andes. *7<sup>th</sup> International Symposium on Andean Geodynamics ISAG*. Nice: 504-507.
- Shippee R. 1934. A Forgotten Valley of Peru. *The National Geographic Magazine*, 65 (1): 110–132.
- Shurbet D.H. & Cebull S.E. 1984. Tectonics interpretation of the Trans-Mexican volcanic belt. *Tectonophysics*, 101: 159–165.
- Simkin T. & Siebert L. 1994. *Volcanoes of the World – A regional directory, gazetter and chronology of volcanism during the last 10,000 years*. 2<sup>nd</sup> ed. Smithsonian Inst. Geosciences Press Inc., Washington DC.
- Somoza R. 1998. Updated Nazca (Farallon) – South America relative motions during the last 40 My: Implications for the mountain building in the Central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 211–215, doi: 10.1016/S0895-9811(98)00012-1.
- Sørensen E.V. & Holm P.M. 2008. Petrological inferences on the evolution of magmas erupted in the Andagua Valley, Peru (Central Volcanic Zone). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177: 378–396.
- Soulas J. P. 1977. Las fases tectónicas del Terciario superior en Perú – corte Ayacucho-Pisco. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 57–58: 59–72.
- Stern Ch.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica De Chile* 31(2): 161–206.
- Sun S.S. & Mc Donough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. W: Saunders A.D. & Norry M.J. (red.), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geological Society London Special Publications* 42: 313–345.
- Thouret J.-C., Gourgaud A., Uribe M., Rodriguez A., Guillande R. & Salas G. 1995. Geomorphological and geological survey, and spot remote sensing of the current activity of Nevado Sabancaya stratovolcano (South Peru): assessment for hazard-zone mapping. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 39, (4): 515–535.
- Thouret J.-C., Juvigne E., Mariño J., Moscol M., Legeley-Padovani A., Loutsch I., Dávila J., Lamadon S. & Rivera M. 2002. Late Pleistocene and Holocene tephro-stratigraphy and chronology in southern Peru. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 93: 45–61.

- Thouret J.-C., Suni J., Eissen J.-P. & Navarro P. 1999. Assessment of volcanic hazards in the area of Arequipa City, based on the eruptive history of the Misti Volcano, Southern Peru. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 114: 89–112.
- Tosdal R.M., Clark A.H. & Farrar E. 1985. Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordilera Occidental, southernmost Perú. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 1318–1332.
- Vargas B., 2005. Geología del Colca y anexos. *INGEMMET*, Lima, 1–104.
- Vargas Franco R.D., Thouret J.-C., Delaite G., van Westen C., Sheridan M.F., Siebe C., Mariño J., Souriot T. & Stinton A. 2010. Mapping and assessing volcanic and flood hazards and risks, with emphasis on lahars in Arequipa, Peru. *Geological Society of America Special Paper*, 464: 265–275.
- Venturelli G., Frangipane M., Weibel M. & Antiga D. 1978. Trace element distribution in the Cainozoic lavas of Nevado Coropuna and Andagua Valley, Central Andes of Southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 41, (3): 213–228.
- Quispe R., Tavera H. & Bernal I. 2003. Geometría de la Placa de Nazca en el borde occidental de sudamerica a partir de las tendencias medias sismicidad. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 95: 93–110.
- Weibel M. & Fejér Z. 1977. El Nevado Coropuna, departamento de Arequipa. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 57–58: 87–98.
- Wilson B.M. 1989. *Igneous Petrogenesis a Global Tectonic Approach*. Springer.
- Wood C.A., McLaughlin G. & Francis P.W. 1987. Segmentation volcano rich arc. *Eos Trans. AGU*, 68, 1519.
- Wood C.A. 1980. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8: 137–160.
- Wörner G., Hammerschmidt K., Henjes-Kunst F., Lezaun J. & Wilke H. 2000. Geochronology (40Ar-39Ar-, K-Ar-, and He-exposure-) ages of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18°–22°S). Implications for magmatism and tectonic evolution of the Central Andes, *Revista Geologica Chile*, 27: 205–240.
- Żaba J., Gaidzik K. & Ciesielczuk J. 2010. Fold-and-thrust tectonics in the Chachas area (Central Andes, southern Peru). 8<sup>th</sup> Meeting of the Central European Tectonic Croup Studies (CETeG) 22-25 April, 2010, Mąchocice Kapitulne, Poland, 137–138.
- Żaba J. & Małolepszy Z. 2008. Aktywność uskoków w Dolinie Rio Colca w rejonie Pinchollo – Maca, Andy Środkowe. W: Paulo A. & Gałaś A. (red.) – Polskie badania w Kanionie Colca i Dolinie Wulkanów. *Geologia* (kwartalnik AGH) 34, (2/1): 83–106.
- Żaba J., Małolepszy Z., Gaidzik K. & Ciesielczuk J. & Paulo A., 2012. Fault network in Rio Colca Valley between Maca and Pinchollo, Central Andes, southern Peru. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 82: 279–290.
- Yuan X., Sobolev S.V., & Kind R., 2002, Moho topography in the Central Andes and its geodynamic implication. *Earth and Planetary Science Letters*, 199: 389–402, doi: 10.1016/S0012-821X(02)00589-7.