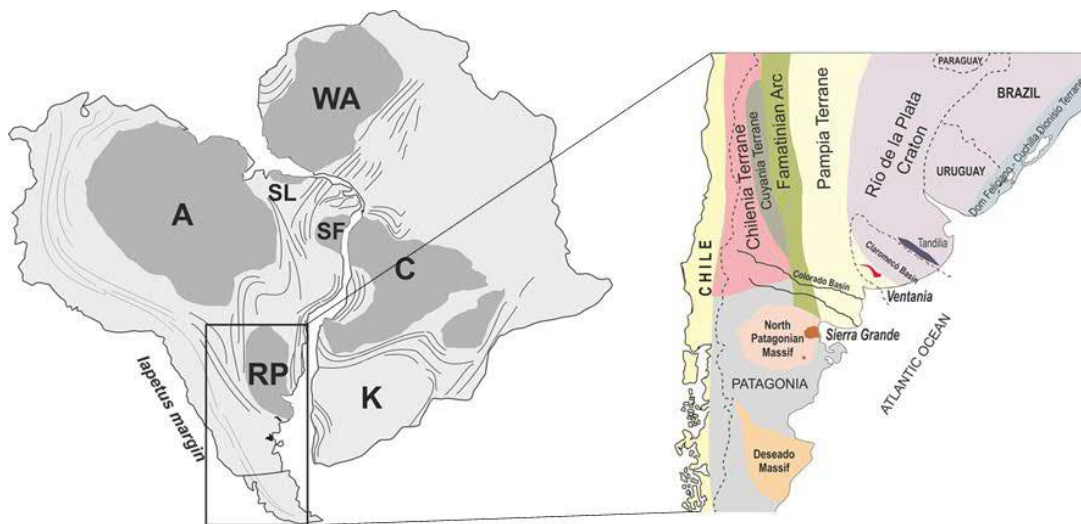


Bericht zur Exkursion

Geologie des Rio de La Plata Kraton



04. - 17. September 2019

Geowissenschaftliches Zentrum der Georg-August-Universität
Göttingen

Erstellt von den Exkursionsteilnehmern

Teilnehmer

Dozenten: Prof. Dr. Siegfried Siegesmund
Dr. Klaus Wemmer

Gastführer: Prof. Dr. Roberto Martino
Prof. Dr. Carlos Costa
Prof. Dr. Mónica López de Luchi
Dr. Cecilia Gallando
Dr. Natalia Maffini
Prof. Dr. Pedro Oyhantcabal

Studenten:	Judith Carstens	Master
	Anton Drabon	Bachelor
	Tobias Geise	Bachelor
	Temke Hector	Master
	Dörte Jordan	Bachelor
	Nils Kavermann	Bachelor
	Calvin Klein	Master
	Daniel Kloskowski	Master
	Lennart Koch	Master
	Tobias Koch	Master
	Johanna Menningen	Doktorandin
	Jakob Popp	Master
	Christopher Pötzl	Doktorand
	Anna-Lena Rüßmann	Master
	Lilli Viets	Master
	Christiane Walther	Master
	Anna Wolf	Bachelor



Tagesprotokoll vom 04. September 2019 (1. Tag)

Dörte Jordan und Lilli Viets

Technischer Vorspann:

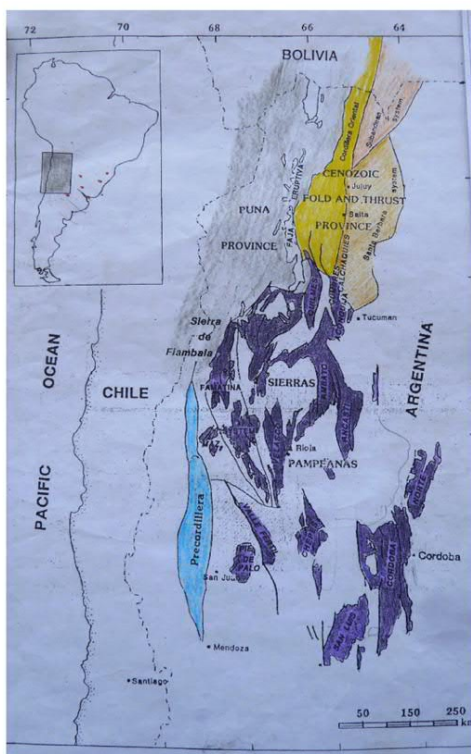
Abfahrt: 8.45 Uhr ab Nuevo Terminal de Autobus in Córdoba

Wetter: 8/8 Bedeckung, 6-16 °C

Mittag: 15.10-15.30 Uhr

Ankunft: ca. 18.30 Uhr in San Carlos Minas

Haltepunkt 1: Theorieeinführung von Prof. Roberto Martino der Universidad de Córdoba, S' Salsacate



Die Sierras Pampeanas umfassen 400x600 km und schließen sich westlich an den Rio de la Plata Kraton an (Abb.1). Die Sierra Grande (Teil der Sierras de Córdoba) besteht aus zwei großen Gneis/Migmatit-Massiven – der San Carlos und der Yacanto Gruppe. Dazwischen ist der ca. 5000 km² große Achala-Batholite aufzufinden. Die Sierras Pampeanas wurden als erstes an den Rio de la Plata Kraton akkreditiert. Mehrere große N-S streichende Aufschiebungen verlaufen durch die Sierras (Abb.2). Die Störungen sind nicht mehr aktiv, jedoch kommt es immer noch zu zahlreichen schwachen Schwarmbeben (2-4 M).

Die Sierras de Córdoba verlaufen NW-SE und fallen nach E ein. Benannt sind die Sierras von E nach W: Sierra Chica, Sierra Grande und Sierra de Pocho (Abb.3).

Abbildung 1: Allgemeine Geologie des westlichen Teil Argentiniens (aus Geländeunterlagen).

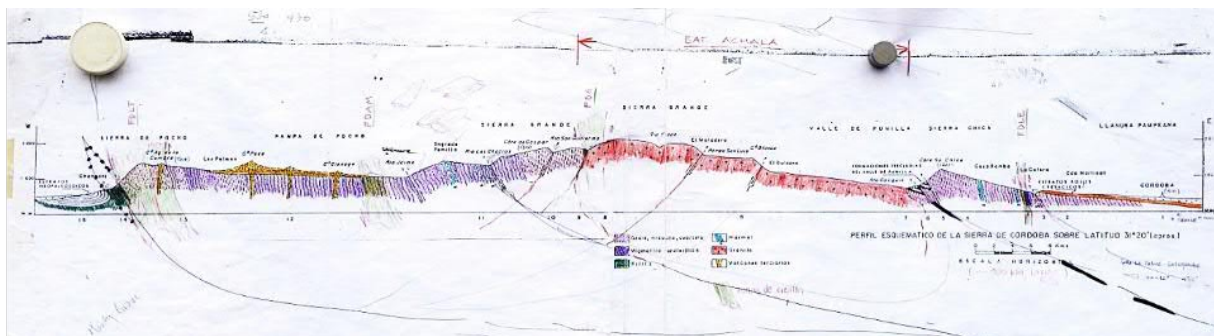


Abbildung 2: Schematisches Profil der Sierra de Córdoba.



Abbildung 3: Blick von der Pampa Grande auf die Sierra Chica.

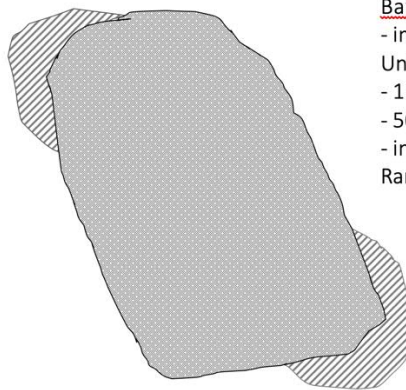
Während der anschließenden Fahrt über die Pampa Achala und Sierra Grande wurden zwei kurze Stops eingelegt und auf wichtige Geländemerkmale, wie den Chapaci Hill in der Sierra de Pocho aus dem Bus heraus verwiesen. Auf dem Achala Batholit wurde auf die Quelle und Talbildung des Rio Mina Calvero hingewiesen.

Haltepunkt 2: Ortseingang San Geronimo

San Jeronimo befindet sich im Westen der Sierras Pampeanas. Anstehend ist ein Batholith mit Kontaktmetamorphose (Hornfels) im N und S. Der Hornfels weist auf eine flache Intrusion bei 2-4kbar und 500°C hin. Die Zirkon- und K/Ar-Alter sind fast identisch und datieren die Intrusion auf Oberkarbon bis unteres Devon (Abb.4). Der monzogranitische Batholith ist ungewöhnlich reich an Sn und W.

Im Bereich des Batholithen kam es zu zwei Migmatisierungen (Tab. 1). Der anstehenden, aluminiumreiche Diataxit weist beide Alkalifeldspäte auf. Des Weiteren enthält er Cordierit, Granat und Quarz. Das Gefüge und die Verwitterung (Wollsackverwitterung, Exfoliation) erinnern sehr stark an Granit (Abb.5).

Hornfels
(2 – 4 kbar, 500 °C)



Batholith
- im Oberkarbon bis
Unterdevon intrudiert
- 110 x 45 km
- 5000 km²
- in der Mitte porphyrisch, am
Rand feinkörniger

Abbildung 4: Umriss des Achala-Batholiths mit angrenzenden Migmatitbereichen.



Abbildung 5: Diatexitischer Migmatit mit frakturierten Alkalifeldspäten, Cordierit und Granat am Ortsausgang von San Geronimo

Tabelle 1: Vergleichende Übersicht der Migmatisierungen am Ortseingang von San Geronimo.

	1. Migmatisierung	2. Migmatisierung
Alter	580 Ma	530 Ma
Erkennungsmerkmal	Alkalifeldspat und Granat	Alkalifeldspat und Cordierit
Mineralhabitus	Stengelig, hypidiomorph mit Zwillingen (Alkalifeldspat)	Isometrisch, hypidiomorph (Alkalifeldspat)
Druck	Hoch	Niedrig

Haltepunkt 3: San Carlos Migmatit (ca. 2km S´ San Geronimo)

Hier ist tonalitischer, weniger Al-reicher Migmatit *ohne* Alkalifeldspat, *mit* Plagioklas, Cordierit, Quarz, Granat, Biotit, Chlorit und retrogradem Muskovit. Das Gestein enthält große Phenoklasten, die nicht geschmolzen, aber zerschert sind. Vom Aufschluss aus war der farblich dunklere mylonitische Gürtel der Ambul-Mussi Scherzone sowie die darauffolgende Sierra de Pocho gut zu erkennen (Abb.6).

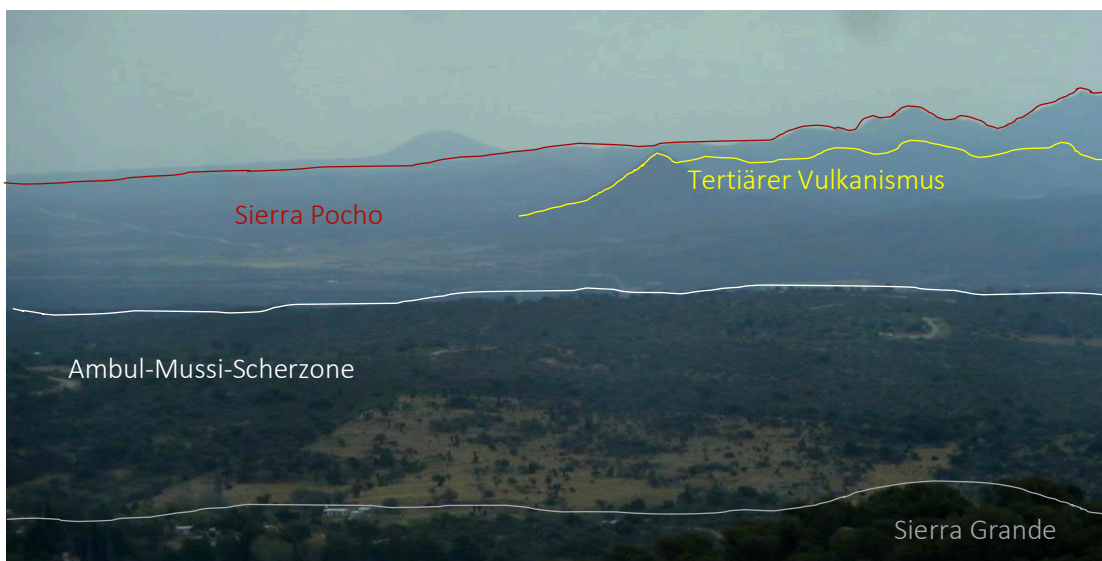


Abbildung 6: Blick auf die Pampa Pocho mit tertiärem Vulkanismus (z. B. der Veliz) und die Sierra Pocho im Hintergrund

Tagesprotokoll vom 05. September 2019 (2. Tag)

Temke Hector und Anna-Lena Rüßmann

Der heutige Exkursionstag begann um 8:30 Uhr mit einer kurzen Einführung von Prof. Dr. Roberto Martino an der Unterkunft Hostería Tía Mecha. Der erste Aufschluss wurde ca. gegen 10:15 Uhr erreicht. Die Tagesziele waren die Vulkane der Sierra de Pocho sowie der Kontakt des San Carlos Massivs mit der Scherzone bei Los Túneles.

Einführung

Die sehr flache Subduktion der Nazcaplatte unter die südamerikanische Platte führt zu einer Lücke in der Vulkankette und dazu, dass die Vulkankette weiter ins Inland rückt. Gründe für die flache Subduktion sind die hohe Geschwindigkeit der Plattenbewegung und die Subduktion eines aseismischen Rückens. Aufgrund der hohen Spreizungsraten wird viel frisches Gestein, das eine geringe Dichte aufweist, subduziert. Durch den größeren Kontakt zwischen den Lithosphärenplatten durch die flache Subduktion kommt es zu einer starken Deformation im Vorland. Über große Strecken des Kontinents gibt es große Störungszonen, die anders als normal bis zur MOHO reichen und zu Schwarmbeben geringer Magnitude führen. Die Nazca-Platte taucht an der westlichen Kratongrenze des Río de la Plata Kratons ab. Dieser weist, wie für einen Kraton typisch, eine sehr alte, kalte und stark verdickte Kruste und darunterliegend einen kalten oberen Mantel auf.

In Los Túneles ist sichtbar, dass es in der Kreide zu Extension in einigen Teilen Argentiniens kam. Der Grund dafür war die beginnende Öffnung des Atlantiks. Infolge dieser kam es zur Ablagerung mächtiger Sandsteine und zur Bildung von Ölvorkommen.

Durch die Andenentstehung kommt es im Tertiär zunächst zur Entstehung von großen tertiären Becken und dann, infolge des Uplifts, zur Kompression des Vorlandes und der Verwicklung der tertiären Becken in Störungssysteme. Dies hat eine Verkürzung des Vorlandes und die Entstehung von Vulkanismus und pyroklastischen Gesteinen mit überwiegend andesitischer Zusammensetzung zur Folge. Dabei tritt explosiver und Domvulkanismus auf, teilweise einander überlagernd. Heutzutage gibt es keinen aktiven Vulkanismus in der Sierra de Pocho mehr, stattdessen kommt es zu reworking und Umlagerung durch fluviatile Prozesse (Abb.7).

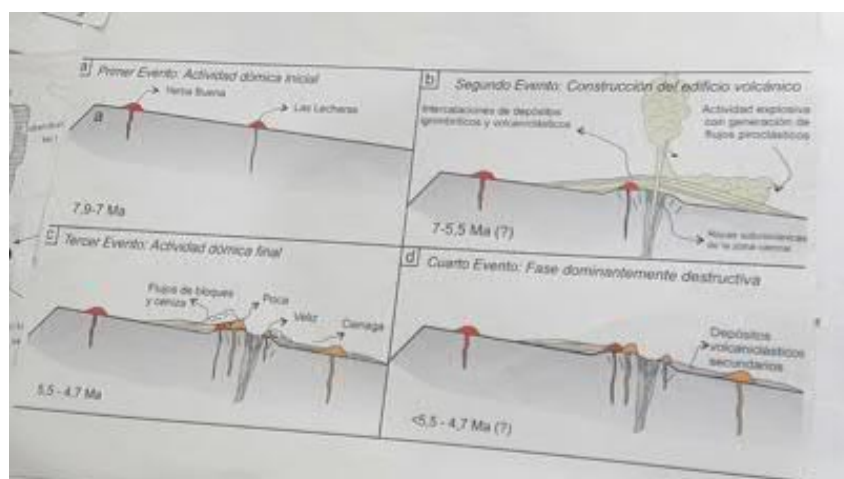


Abbildung 7: Phasen des tertiären Vulkanismus in der Sierra del Pocho

Haltepunkt 1: An Straße zwischen Vulkan Veliz und Salsacate

Von dem Haltepunkt aus sieht man die Pampa de Pocho im Süden. Bei dem anstehenden Gestein handelt es sich um eine pyroklastische Ablagerung andesitischer Zusammensetzung, mit den Hauptmineralbestandteilen Plagioklas, Hornblende und Quarz (Abb.8). Dabei ist eine hell- bis dunkelgraue Matrix, teilweise rot bräunlich, vorhanden und die Minerale sind in einzelnen Komponenten teils sehr gut eingeregelt. Man findet bis zu 5 mm große idiomorphe Plagioklase mit gut erkennbaren Zwillingen sowie bis zu 0,5 m große Bomben basaltischer Zusammensetzung. Außerdem findet sich eine feldspatreiche Intrusion (weiß, bröselig), die zu Kaolinit alteriert wurde und in der nur die Hornblende zurückbleibt (Abb.9). Die teilweise mehrere Meter großen Blöcke wurden vermutlich infolge von Rutschungen am instabil werdenden Hang abgelagert.



Abbildung 8: Hauptkomponenten der pyroklastischen Ablagerung (links). Eingeregelte Minerale innerhalb eines Gesteinsfragments (rechts).



Abbildung 9: Plagioklasreiche Intrusion, überwiegend zu Kaolinit alteriert

Haltepunkt 2: Las Palmas

Dieser Aufschluss befindet sich an der Grenze zum San Carlos Massiv und bildet den oberen Block der Los Túneles Scherzone. Der Mineralbestand besteht aus Silimanit, Biotit, Feldspat, Cordierit, Hornblende und Granat (Abb.10). Den Silimanit erkennt man im Gestein anhand der durchscheinend gräulichen, faserigen bis stängeligen Aggregate. Bei dem Gestein handelt es sich um einen Stromatit, dies ist ein geschichteter Migmatit.

Das Ausgangsgestein war pelitisch und sehr Al- und Fe-reich. Aufgrund des hohen Eisenanteils tritt Erzbildung auf. Der Silimanit bildet sich aus der Reaktion: Muskovit + Quarz = Silimanit + Kalifeldspat + Schmelze. Diese Reaktion findet statt, da Quarz und Muskovit bei Temperaturen um 700 °C nicht zusammen stabil sind und der Muskovit Entwässerungsreaktionen eingeht. Die entstehende Schmelze migriert entweder aus dem Gestein heraus und bildet an anderer Stelle einen Pluton (wie hier zu sehen) oder aber verbleibt im Gestein (Haltepunkt 3).

In diesem Aufschluss sieht man zusätzlich eine starke Zerschierung und progressive Faltung. Diese wurde auf ca. 550 Ma datiert.



Abbildung 10: Silimanitreiches Gestein am Straßenaufschluss bei Las Palmas.

Haltepunkt 3: Piedras Rosadas

Bei dem Gestein am Straßenaufschluss, das ein granulares Gefüge aufweist, handelt es sich um ein ähnliches Gestein wie bei dem vorherigen Aufschluss, das hier in granitischer Matrix vorliegt. Dies deutet auf eine Migration der Schmelze ins Umgebungsgestein hin. Melanosom und Leukosom sind deutlich voneinander zu unterscheiden (Abb.11). Daher lässt sich das Gestein auch als Metatexit bezeichnen. Besonders auffällig sind die bis zu 5 mm großen, idiomorph ausgebildeten Granate im Melanosom.



Abbildung 11: Migmatit am Aufschluss Piedras Rosadas (links). Der Mineralbestand des Migmatits in Nahaufnahme: deutlich zu erkennen die bis zu 5 mm großen Granate (rechts).

Haltepunkt 4: Los Túneles shear zone

In diesem Aufschluss gibt es einen ähnlichen Gneis, jedoch mit mehr hellen Anteilen als in Aufschluss 3 und zudem retrograden Muskovit. Das Gestein weist eine steile Foliation auf. 200 m die Straße hoch findet sich der Übergang von highgrade zu retrograde und somit der Beginn der Mylonitisierung. Hier ist kein Silimanit und Granat mehr vorhanden, dafür finden sich ausgelängte Muskovite und Biotite. Es handelt sich um einen feinkörnigen Amphibolit mit einer parallelen Lineation. Des Weiteren ist der große Versatz der Sierra de Pocho Störung anhand der eindrucksvolle Geländestufe (fault scarp) zu sehen (Abb.12). Die Störung entstand im Zuge der Anden Orogenese und hat einen dextralen und aufschiebenden Charakter.

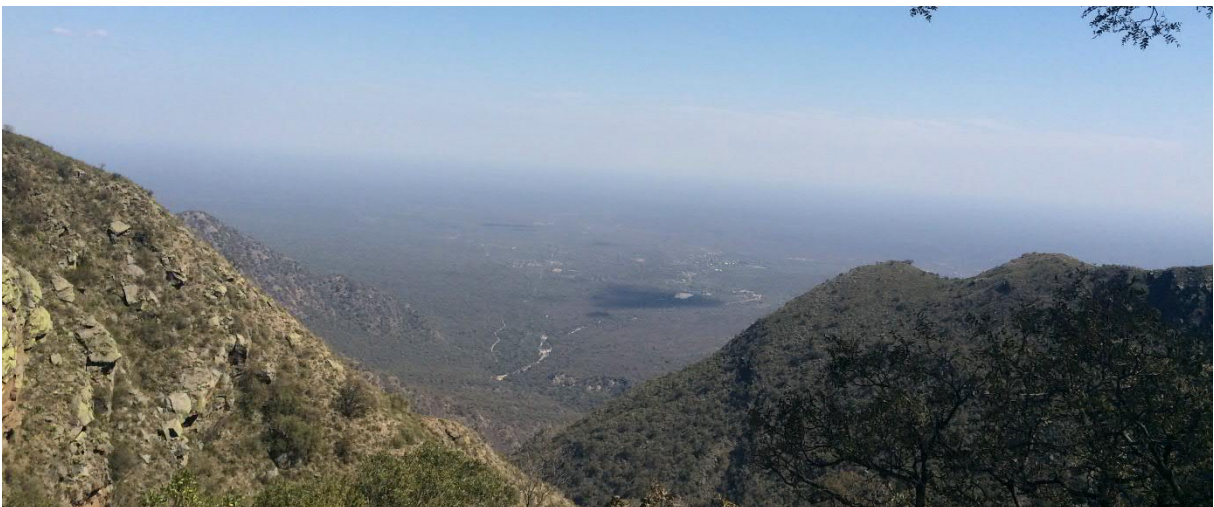


Abbildung 12: Blick hinab von der Geländestufe ins Tal.

Tagesprotokoll vom 06. September 2019 (3. Tag)

Jakob Popp und Anna Wolf

Abfahrt aus San Carlos Minas 9:00, morgens 7°C bis nachmittags 22°C, sonnig.

11:00 Einziger Haltepunkt Straße 148 Richtung Merlo 3 bis 4km südlich des Abzweigs zur Stadt Villa Dolores, Mittagspause.

13:30 Anfahrt zur Unterkunft in Merlo.

Während der Fahrt: Ausblick auf die Sierra de Comechingones.

Thema: Überblick über die gesamte Geologie der Sierras Pampeanas, Zusammenfassung der ersten beiden Exkursionstage, Ausblick auf die nächsten Tage und erste Vorträge.

Allgemeine Einführung

Der Großkontinent Gondwana besteht aus verschiedenen Terranen und Kratonen, welche in der Zeit von ca. 630 – 530 Ma amalgamiert wurden. Ausgehend vom westlichen Teil des Rio de la Plata Kratons (RP) sind folgende Terrane von Ost nach West wichtig: Das Pampeane Terrane, der Famatinian Arc, das Cuyania Terrane und das chilenische Terrane. Das Andocken dieser Terrane erfolgte im Devon und ist assoziiert mit den hier typisch anstehenden Batholiten. Später fanden im Zuge der Atlantiköffnung zwei verschiedene Riftingphasen in der Trias bis Jura und in der frühen Kreide statt. Nach neusten Erkenntnissen fand die Hauptexhumierung der Sierras Pampeanas schon im Perm-Trias durch eine Flat Slap Subduktion statt. Die darauffolgende Andenorogenese im Tertiär führte zur Reaktivierung und Inversion der Störungen der Atlantiköffnung und zum tertiären Vulkanismus östlich der Anden.

Zusammenfassung der letzten Tage

Vor ca. 580 Ma fand im Zuge des Andockens des Pampeanen Terranes die namensgebende Pampeane Orogenese mit Metamorphose und Hebung statt. Diese wurde teilweise durch spätere Andockereignisse überprägt (z.B. Famatinische Überprägung an Silur-Ordovizium-Grenze, gekennzeichnet durch große Scherzonenaktivitäten im Pampeanen Bereich).

Der heutige Aufbau im nördlichen Bereich des Pampean Terranes gliedert sich in die exhumierten Teile des Pampean Terranes in Form der Sierras de Córdoba, die in mehrere Gebirgsketten unterteilt sind. Diese haben im Westen eine steile und im Osten eine flache Flanke. Die Abfolge der Gebirgsketten von Ost nach West besteht aus der Sierra Chica, Sierra Grande und Sierra de Pocho. Die flachen, sedimentverfüllten Bereiche zwischen den Sierras werden als Pampas bezeichnet.

Geologisch ist die Sierra Chica hauptsächlich durch metamorphe Komplexe charakterisiert. Typisch für die Sierra Grande sind metamorphe Komplexe und der zentrale Achala Batholith. Die Grenze zur Sierra de Pocho bildet das San Carlos Massiv, das Diatexite aufweist, zusammen mit einem tertiären Vulkankomplex. Anstehende Gesteine der Sierra de Pocho sind metamorphe Komplexe der typischen Las Palmas Stromatite. Begrenzt werden diese durch Hauptstörung der Sierra de Córdoba, wie z. B. die Los Túneles Scherzone.

Ausblick auf die nächsten Tage

Die Los Túneles Scherzone wird im Süden zur Guacha Corral Scherzone und begrenzt den südlichen Teil der Sierras de Córdoba, in Form der Sierra de Comechingones mit dem Alpa Corral Batholith. Westlich dazu liegt die Sierra de San Luis, getrennt durch das Valle de Conlara — eine mit tertiären und quartären Sedimenten verfüllte Depression.

Die Sierra de Luis ist von Ost nach West in den Conlara Komplex, den Pringles Komplex und den Nogolí Komplex unterteilt. Die Sierra de Luis weist ebenfalls eine steile West- und eine flache Ostflanke auf.

Tagesprotokoll vom 07. September 2019 (4. Tag)

Judith Carstens und Christiane Walther

Einführung am Hotel Mundial

(Wetter: sonnig, unbewölkt, warmer Tag)

Der Gastdozent Prof. Dr. Carlos Costa von der Universität San Luis gab eine Einführung in die morphotektonische Entwicklung der Nord-Süd-streichenden Sierra de Comechigones. Innerhalb von 100 km zeigt die Sierra de Comechigones einen Wechsel in der Morphologie und im Klima. Richtung Westen wird es immer trockener. Die Sierra de Comechigones verlaufen parallel zu den Anden und erfuhren durch die flache Subduktion der Nazca-Platte eine Hebung, wobei die Hebungsfrent in Richtung des vorgelagerten Beckens wandert, nach W. Diese Hebung erfolgt entlang von invertierten Störungen. Der Hebungsprozess ist noch heute aktiv.

Haltepunkt 1: Flussbett 3 km südöstlich von Merlo

Am ersten Haltepunkt treten gut gerundete Gerölle, bei denen es sich um Gneise und Migmatite handelt, in einem Flussbett auf. Allerdings ist die Entfernung von Liefergebiet bis zum Ablagerungsgebiet zu kurz, um die gute Rundung der Gesteine zu erklären. Durch eine tiefgreifende Verwitterung von weniger verwitterungsresistenten Gesteinen und deren Erosion war es möglich, dass die Gneise und Migmatite schon in-situ gut gerundet worden sind. An diesem Aufschluss wurden Begriffe wie Pedi-, Pene- und Etchplain erläutert und diskutiert.



Abbildung 13: gerundeter Migmatit im Flussbett

Haltepunkt 2: 130 m weiter im Verlauf des Flussbettes Richtung Westen

Bei diesem Haltepunkt kann man sehr gut die Landschaftsformen in diesem Gebiet sehen. Dabei sind tiefe Einschnitte von fluviatilen Systemen und eine schroffe Oberfläche an den Berghängen zu erkennen. Bei dem Bereich am Fuße des Berges handelt es sich um die Piedmont Area, in diesem Bereich haben die Sierras de Pampeanas keine aktive Subsidenz mehr und das kristalline Basement befindet sich im Liegenden. Das hier abgetragene Material wird nicht in alluvialen Fächern, am Fuße des Berges, abgelagert, sondern mehr in Richtung des Beckens. Die Sedimentation ist im Bereich des Haltepunktes nicht so mächtig wie weiter südlich.

Die Berge Sierras de Comeschigones haben eine triangulare Form, dreieckig aus Sicht des Haltepunktes, wie in Abb. 14 ersichtlich ist.



Abbildung 14: Dreieckige Form der Sierras de Comeschigones im Hintergrund und gerundete Gneise im Flussbett.

Außerdem ist von diesem Haltepunkt der alluviale Fächer, ein kleiner Hügel der entgegen des Berges gekippt und das Basement bedeckt, zu erkennen (Abb.15). Die modernen fluviatilen Systeme in diesem Bereich sorgen für ständige Veränderungen der Piedmont Area. So wandern die alluvialen Fächer nach Westen.



Abbildung 15: alluvialer Fächer (kleiner Hügel).

Am Rand des Flussbetts ist zu erkennen, dass die vorliegenden Migmatite kataklastisch überprägt sind. Seit dem Paleozoikum ist eine spröde Deformation der dominierende Mechanismus dieser Störungszone. Teilweise sind kohäsive Kräfte vorhanden. Je weiter man dem Flussbett nach Westen folgt, je mehr nehmen die kohäsiven Kräfte ab und die kataklastische Überprägung nimmt zu. Die kataklastische Überprägung nimmt in Richtung der Störungszone zu und über den Kakirit (fault gouge) wird das Material feiner hin zu einem gelben Störungston. Vermutlich handelt es sich um eine listrische Störung, da der Basement-Block rotiert ist. Oberhalb der Störung befindet sich Hangschutt, auch wird bereits abgelagertes alluviales Material über diese Inversionsstörung an die Oberfläche gebracht.



Abbildung 16: Kataklasite der Störungszone.

Zudem gibt es in diesem Bereich einen Versatz, der auf ein starkes Erdbeben schließen lässt. Historisch sind stärkere Erdbeben zu erkennen, als jemals seismisch gemessen wurden. In diesem Aufschluss lässt sich erkennen, dass die Deformationsprozesse in den Sierras de Comechigones viel komplexer sind, als sie auf den ersten Blick erscheinen.

Haltepunkt 3: 23 km südlich von Merlo, RP1

Bereits während der Anfahrt zu dem Haltepunkt ist eine Verflachung der Topographie zu sehen. Während bei Haltepunkt 1 und 2 die Berge eher eine raue Oberfläche und steiles Einfallen zeigen, wird Richtung Süden die Oberfläche sanfter. Die Verflachung der Topographie ist auf eine geringere Hebungsrate zurückzuführen. Die im Norden deutlich erkennbare Piedmont Fläche ist hier nicht zu sehen und ein fluviales System ist schlecht bis gar nicht ausgebildet.



Abbildung 17: N (links): steiles Hangeinfallen und schroff, S (rechts): flache Hangneigung und gerundet.

Weiterhin erfolgt eine Änderung der Lithologie von Migmatiten zu Graniten. Der Granit (Cerro Aspero Batholith) wirft die Frage über dessen Platznahme auf, denn der Migmatit zeigt die Adelbert Orientierung wie vor der Granitintrusion. Der Haltepunkt befindet sich an der Hauptstörungszone.

Tagesprotokoll vom 08. September 2019 (5. Tag)

Tobias Geise und Nils Kavermann

An diesem Tag der Exkursion war es mit ca. 20°C warm und trocken. Dabei war es windstill und wolkenfrei.

Begonnen wurde der Exkursionstag mit einer Vorbesprechung an der Unterkunft in Merlo. Die Themen des Tages stellten Granite, Pegmatite und der Conlara-metamorphic-complex dar. Dabei begann die Exkursion im Osten und schritt Richtung Westen fort, in Richtung der Sierra de San Luis. In der Sierra de San Luis gibt es drei metamorphe Komplexe, die durch zwei schwach metamorphe Gürtel getrennt sind.

Anschließend wurde darauf eingegangen, wie Granite entstehen. Diese entstehen meist in der Nähe von Subduktionszonen oder Kollisionszonen. Plumes, Rifting und radioaktiver Zerfall sind wichtige Wärmequellen, die zur Bildung von Graniten führen können. Grundlegend werden Granite in zwei übergeordnete Typen klassifiziert, den I-Typ und S-Typ-Granit. Der I-Typ-Granit beschreibt die Granite, welche aus einer magmatischen Quelle entstehen. Meist wird dieser Granit-Typ mit Subduktionszonen in Verbindung gesetzt. Im Gelände können diese Granite anhand der Mineralvergesellschaftung Hornblende und Titanit erkannt werden. Hingegen bildet sich der S-Typ-Granit aus aufgeschmolzenem Sedimentgestein bei Extension der kontinentalen Platte. Muskovit und Cordierit sind Minerale an denen erkannt werden kann, ob es sich um einen S-Typ-Granit handelt, ebenso wie das parallele Auftreten von Hell- und Dunkelglimmer (i.d.R. Muskovit und Biotit).

Zudem gibt es noch zwei untergeordnete Typen und zwar den A1-Typ und den A2-Typ-Granit. Der A1-Typ wird dabei mit Rifting in Verbindung gebracht. Der A2-Typ entsteht durch anorogene Prozesse. Diese beiden Granittypen sind allerdings noch nicht genau zu klassifizieren und nicht komplett wissenschaftlich akzeptiert.

Haltepunkt 1: Westlich von Concaran

Zuerst wurde an diesem Haltepunkt erklärt, wie Pegmatite zu klassifizieren sind. Dabei enthält der LCT-Pegmatit größere Mengen der Elemente Lithium, Cäsium und Tantal. RE-Pegmatite enthalten überwiegend Elemente, welche eine sehr niedrige durchschnittliche Konzentration in der Erdkruste haben.

An diesem Aufschluss ist ein S-Typ-Granit zusehen, der aus einer aluminiumreichen Schmelze entstand. Der Protolith bestand zum Teil aus Tonmineralen, welche viel Aluminium enthielten. Die hohe Konzentration von Aluminium begünstigt die Bildung von Glimmern, wie z.B. Muskovit. In dem Granit sind Xenolithe vorzufinden, diese bestehen aus banded schists der Conlara Formation für die eine Grauwacke als Protolith anzunehmen ist. Apatit und Beryll können hier in dem Granit vorkommen. Dabei handelt es sich um blassblaue Minerale.



Abbildung 18: Xenolithe liegen als graue linsenartige Strukturen vor.

Haltepunkt 1.1: Auf der anderen Straßenseite

Nur wenige Meter weiter befand sich der El Peñon-Granit. Bei diesem handelt es sich um einen S-Typ Granit. Dieser besteht aus den Mineralen K-Feldspat, Muskovit, Biotit, Quarz, Plagioklas, Granat, Turmalin und als sekundär Minerale Epidot und Chlorit. Der Metamorphosegrad war in diesem Fall mittel hoch, dementsprechend ist das Gestein grünschieferfaziell. Die Einregelung des Gefüges streicht Nord-Süd. Von der Einregelung sind überwiegend die Minerale Biotit und Muskovit betroffen. Aufgrund des höheren Plagioklasanteils, handelt es sich bei dem Gestein um einen Monzogranit.

Besondere Merkmale in diesem Aufschluss waren, die „aplitischen Dikes“, welche in den Granit senkrecht zur Foliation (cross cutting) intrudierten. Das Schlieren Gefüge kann als Maß für den Anteil mafischer Restitminerale herangezogen werden. Die Einregelung dieser Minerale war senkrecht orientiert und entspricht somit den Verlauf der großen Gebirge. Die Abkühlung muss relativ schnell eingetreten sein, da die Dikes ähnlich große Kristalle, wie das umliegende Gestein haben.

Die Interpretation des Gesteinsalters ist kompliziert, da es zu jung für die Pampeanische und zu alt für die Famatinische Orogenese ist. Das Gestein wird auf 500 Ma datiert.

Teilweise wurden abgerissene Turmaline in Pegmatitgängen beobachtet, da der Granit während der Gangbildung noch nicht völlig auskristallisiert war. Eine Anreicherung von inkompatiblen Elementen tritt auf. Aufgrund von einer höheren Borkonzentration, wurde mehr Turmalin gebildet als Biotit. Daraus folgt die Annahme, dass es sich um eine Magmenmischung handelt.

Haltepunkt 2: Landstraße 6 von Concaran nach San Martín, östliche Grenze des El Peñon

An diesem Aufschluss war ein Gestein, welches als Hauptgemengteil K-Feldspäte enthält. Diese K-Feldspäte sind NNE-SSW eingeregelt. Diese Einregelung fand bei einer hohen Temperatur statt. Die Foliation war anhand der Minerale Muskovit und Feldspat zu erkennen. Die Datierung konnte mit Muskoviten durchgeführt werden und lies eine Datierung des Gesteins auf 449 Ma zu. Dabei handelt es sich um den Randbereich des Granites. Die vorzufindenen Dikes sind überwiegend parallel, grob kristallin und langsam abgekühlt.

Haltepunkt 3: La Teresita, 16 km südlich von Paso Grande

Das hier vorzufindende Gestein war sehr Turmalin-reich. Zudem waren sehr große Muskovite in dem Gestein zusehen (Abb.19). Das Gestein wird als Muskovitpegmatit klassifiziert. Datiert wurde ein Gestein in der Nähe auf 440 Ma.



Abbildung 19: Große Muskovit-Kristalle im Steinbruch La Teresita.

Haltepunkt 4: La Lagunas, Landstraße 6

Das Gestein setzt sich aus Biotit, Quarz, Plagioklas und Muskovit zusammen. Dabei waren die Muskovite groß ausgebildet und die Matrix feinkörnig. Das Gestein war eng foliert. Außerdem war eine Crenulation zu erkennen.



Abbildung 20: Große runde eingeregelt Muskovite in feiner Matrix.

Tagesprotokoll vom 09. September 2019 (6. Tag)

Lennart Koch und Tobias Koch

Haltepunkt 1: Steinbruch in der Nähe von Potrerillos

Im Steinbruch steht ein rötlicher Granit an, welcher auch als „Red Granite“ (RG) bezeichnet wird (Abb.21). Mineralogisch besteht dieser aus Quarz, Kalifeldspat, Biotit und wenig Plagioklas. Anhand des niedrigen Gehalts an Plagioklas kann der Granit als Syenogranit beschrieben werden. Das Korngefüge kann als equigranular und grobkörnig charakterisiert werden. Der geringe Anteil an Glimmern lässt den Rückschluss zu, dass es sich um eine relativ H₂O-arme Schmelze gehandelt haben muss. Das Gestein zeigt ebenfalls ein magmatisches Gefüge auf. Die Kalifeldspäte sind dabei bevorzugt orientiert und leicht gestreckt. Auch die Quarzkristalle weisen eine Streckung auf. Es fällt auf, dass es keine Dykes, Aplitgänge oder Pegmatite im Granit gibt. Das Gestein ist demnach sehr homogen zusammengesetzt. Bei dem „Red Granite“ handelt es sich um einen A-Typ Granit. Er steht demnach nicht im Zusammenhang mit einer Orogenese. Viel mehr wird die Intrusion als post-orogen angesehen. Es existieren jedoch keine Altersdatierung dieses Gesteins.



Abbildung 21: Roter Granit (RG).

Haltepunkt 2: Steinbruch in der Nähe von Potrerillos

Bei dem Gestein des zweiten Haltepunktes handelt es sich ebenfalls um einen Granit. Dieser unterscheidet sich jedoch vom Roten Granit zuvor. Das Gestein zeigt ein porphyrtartiges Gefüge mit großen Kalifeldspäten, mittelgroßen Plagioklasen und Quarzen und kleine Biotiten und Amphibolen auf (Abb.22). Es wird daher auch als „biotite-bearing porphyritic granite“ (BPG) bezeichnet. Zudem wird das Gestein durch eine gräuliche Farbe dominiert. Oberflächlich ist jedoch auch eine gelbliche Verfärbung durch sekundäre Eisenhydroxide festzustellen. Teilweise enthält der Granit Xenolithe des Nebengesteins (Conlara Gneis). Der Granit ist demnach weniger homogen zusammengesetzt.



Abbildung 22: Biotit-führender, porphyrtiger Granit (BPG).

In einem anderen Bereich des Steinbruchs steht ein anderes Gestein im Kontakt zum Granit an. Es handelt sich dabei um einen Pegmatit („La Elsa Pegmatite“). Dieser enthält neben Quarz und Feldspäten zusätzlich Turmalin-Aggregate, Fuchsit (Cr-haltiger Hellglimmer) sowie Beryll. Weiterhin konnten Chalcedon-Mineralisationen gefunden werden, welche jedoch sekundären Ursprungs sind. Der Pegmatit kann weder der Gruppe der NYF-Pegmatite noch der Gruppe der LCT-Pegmatite eindeutig zugeordnet werden.

Haltepunkt 3: Straße 14; 10 km SE von Las Chacras

Am Haltepunkt sind zwei verschiedene lithologische Einheiten identifizierbar: ein dunkles, foliiertes Gestein und ein helles, granitisches Gestein. Beide Einheiten sind dabei im direkten Kontakt zueinander (Abb.23). Es handelt sich um Gneise der Conlara Formation (dunkles Gestein) und um einen porphyrtigen Granit (helles Gestein). Die Gneise repräsentieren extrem große Xenolithe, welche sich als Schollen im Granit befinden. Sie werden auch als Septen (Wände) bezeichnet. Bei der Intrusion des Magmatits wurde das Nebengestein der Conlara Formation aufgebrochen und (große) Teile des Gneises in der granitischen Schmelze transportiert, sodass diese als große Xenolithe erhalten sind. Zudem ist Blastese von Kalifeldspat im Xenolith erkennbar.



Abbildung 23: Kontaktbereich des Conlara Gneis zum porphyrtigen Granit.

Haltepunkt 4: Las Chacras

An einem Straßenaufschluss in Las Chacras steht ein weiterer Granit an. Dieser ist durch sehr große Kalifeldspäte und somit durch ein porphyritisches Gefüge gekennzeichnet (Abb.24). Er wird daher als „giant porphyritic biotite-bearing granite“ (GPG) bezeichnet. Mineralogisch besteht das Gestein neben den zuvor genannten Mineralen Kalifeldspat und Biotit aus Quarz, Plagioklas und Hornblende. Akzessorisch sind weiterhin grüne Apatite und bräunliche Titanite enthalten. Im Dünnschliff ist zusätzlich erkennbar, dass auch Allanit im Gestein vorhanden ist. Allanit ist ein Silikat, welches Seltene Erden Elemente als Hauptkomponente einbaut. Die Kalifeldspäte weisen eine bevorzugte Orientierung auf. Demnach ist ein magmatisches Fließgefüge vorhanden. Weiterhin ist ein heller Plagioklas-Saum um die Kalifeldspäte erkennbar. Dies wird als Rapakiwi-Gefüge bezeichnet.

Anhand des Mineralbestands kann der Granit den I-Typ-Graniten zugeordnet werden. Er wurde demnach durch Differentiation aus einer Mantelschmelze gebildet. Dieser Granit wird der Monzonit-Suite (Mantel Ursprung, metaluminous) zugeordnet und stellt somit eine Besonderheit dar, da die zuvor beschriebenen Granite dem S-Typ zugeordnet werden. Sie haben einen krustalen Ursprung und sind peraluminous zusammengesetzt.



Abbildung 24: Verwitterte Oberfläche des GPG mit sehr großen Kalifeldspäten.

Haltepunkt 5: Straße 2 km SE von Las Chacras

Am Haltepunkt außerhalb von Las Chacras steht ebenfalls der GPG an. An dieser Lokalität ist das Gestein jedoch sehr stark verwittert. Große Kalifeldspäte, die aufgrund ihrer Verwitterungsresistenz erhalten sind, können im Granitgrus gefunden und gesammelt werden. Oft sind schöne Exemplare mit Karlsbader Zwillingen zu finden. An den Kristallen ist das Rapakiwi-Gefüge ebenfalls gut zu erkennen. Ein solches Gefüge kann sich nur dann ausbilden, wenn es zu Änderungen in Zusammensetzung (Magmen-Mixing) oder Temperatur innerhalb der Magmakammer kommt.

Obwohl keine zuverlässige bzw. genaue Altersdatierung des GPG existiert (379 ± 69 Ma), muss er jünger als der BGP sein, da unter anderem Xenolithe des BGP im GPG gefunden wurden.

Tagesprotokoll vom 10. September 2019 (7. Tag)

Johanna Menningen und Christopher Pötzl

Zusammenfassung

Am heutigen Exkursionstag wird ein Querprofil durch die metasedimentären grünschieferfaziell überprägten Gesteine der San Luis Formation und die nach Westen folgende höher metamorphe Pringles Formation abgefahren. Diese Metasedimente sind turbiditischen Ursprungs.

Hosteria San Martín, San Martín

Allgemeine Einführung in den Tagesablauf durch Dr. Mónica López de Luchi. Kurzdarstellung der anstehenden Gesteine in einem größeren Gesamt-zusammenhang.

Haltepunkt 1: Guzman Scherzone; 5 km südlich von La Tatora, zwischen Las Chacras und Cerros Largos

(10:13 Uhr, UTM: S32.715434 W65.818824)

Bei den anstehenden Gesteinen handelt es sich um Metapelite und Metasandsteine turbiditischen Ursprungs, welche engständig foliiert sind. Eine beginnende Biotitbildung ist foliationsparallel zu beobachten und zeigt einen niedrigen Metamorphosegrad an (400°C). Die Foliation steht mit 160/89 (ENE-WSW-Streichen) steil, das Linear wurde mit 080/84 bestimmt. Es handelt sich hierbei um einen Teil der San Luis Formation, genauer den östlichen Gürtel.

Haltepunkt 2: Brücke an RP 41, 6 km südlich von La Tatora

(10:41 Uhr, UTM: S32.736201 W65.833844)

Dieser Aufschluss zeigte eine Abfolge von, im Vergleich zum vorherigen Aufschluss, massiveren Metasandsteine (Metaarenite, Metaarkose), neben geringmächtigen Metapeliten. Biotite zeigen beginnende Grünschiefer Fazies an, da sie ab 400°C als Neubildungen in Metapeliten entstehen. Im unteren Bereich wurden zudem helle, dünne Lagen von Tuffiten festgestellt.

Die im oberen Teil des Aufschlusses ermittelte Foliation der Metasandsteine steht mit 283/89 (N-S-Streichen) steil, das Linear ist faltenachsenparallel. Die diskordanten Quarzboudines, welche in den Phylliten deutlich stärker ausgelängt sind, zeigen einen dextralen Schersinn an, wohingegen im unteren Bereich des Aufschlusses, in Flussnähe ein sinistraler Schersinn zu erkennen ist. Ob dies perspektivisch bedingt ist oder andere Gründe hat, konnte nicht geklärt werden.



Abbildung 25: Blick in den Haltepunkt 2 (links). Detail des unteren Aufschlusses mit Wechsellagerung von Metapelit, Metasandstein und Tuffit (rechts).

Haltepunkt 3: An der Straße RP10, 1,7 km südlich der Cerros Largos (11:40 Uhr, UTM: S32.842213 W65.888853)

Wie bereits in den vorigen Aufschlüssen sind die Metasandsteine in Schichtfolge mit Metapeliten aufgeschlossen, welche mit 326/86 nach NW einfallen. Wir befinden uns im Übergang der San Luis Formation zum metamorphen Pringles Komplex. Die Metapelite liegen als Glimmerschiefer vor und sind hier grobkörniger, reicher an Biotit und zudem liegt erstmalig Granat vor. Demzufolge liegt ein höherer Metamorphosegrad vor (untere Amphibolitfazies; 450-500°C). Die Metasandsteine zeigen Anzeichen von spröder Deformation in Form von horizontalen Klüften.

Haltepunkt 4: am Cerro Pelardo RP 10 nach La Carolina (12:11 Uhr, UTM: S32.830135 W65.933895)

Die Gesteine der Pringles Formation zeigen hier einen höheren Metamorphosegrad, sodass keinerlei Sedimentstrukturen erkennbar sind. Sie können als Migmatite (Diatexite) angesprochen werden. Die Textur des Leukosoms ist magmatisch, die des Restits metamorph. Ein Großteil des Leukosoms hat die Schmelze verlassen und kann tendenziell zu den darüberliegenden Pegmatiten oder Graniten aufgestiegen sein. In diesem Aufschluss liegt nur noch Restit (Abb.26) vor, welcher fast ausschließlich aus Biotit besteht.

Von Ost nach West steigt der Metamorphosegrad an, was das Voranschreiten in die tiefere Kruste signalisiert. Die Temperaturbedingungen liegen bei 700-750°C. Die metamorphe Reaktion, welche zu dieser Schmelze geführt hat, war vermutlich die Dehydrierung der Muskovite-out-Reaktion (550°C). Die Bildung des vorhandenen Muskovits erfolgte sekundär, bzw. retrograd durch die Rückwandlung des Sillimanit zu Muskovit.



Abbildung 26: Restit, welcher fast ausschließlich aus Biotit besteht.

Haltepunkt 5: 2,1 km nordöstlich von Cerro Inti Huasi

(12:41 Uhr, UTM: S32.818304 W65.940853)

Engständige Foliation mit Lagen aus Quarz, Plagioklas und Biotit-reichem Gestein. Die zuvor beschriebenen Gesteine konnten auch in diesem Aufschluss aufgefunden werden. Die hellen Bereiche sind hier jedoch keine Leukosome sondern stellen Pegmatite dar, welche konkordant eingebettet wurden. Die teilweise boudinierten Pegmatitgänge, können hier als Extensionsanzeiger genutzt werden (Abb.27). Die Boudinage zeigt einen typischen Necking-Bereich, in dieser Zone fließt die Foliation strahlenförmig zusammen. Es erfolgten Erläuterungen zu delta- und sigma- Klasten als Schersinnindikatoren.



Abbildung 27: Boudinierte Pegmatitgänge als Extensionsanzeiger.

Haltepunkt 6: RP 10,5 km nordwestlich vom Cerro Inti Huasi

(13:51 Uhr, S32.803288 W66.001662)

Das Gestein ist reich an Granat, Sillimanit, Biotit, Cordierit. Der bläulich grau auftretende Cordierit, befindet sich zumeist an den Säumen des Granats und entsteht aus der Umwandlung des Granats.

Granat + Sillimanit + Quarz = Cordierit

Diese Umwandlung des Granats deutet auf eine Exhumierung des Gesteins hin, da dieser Prozess druckabhängig ist. Der Aufschluss befindet sich im höchsten metamorphen Bereich der Pringles Formation.

Es wird die Möglichkeit diskutiert, dass die Quelle des magmatischen Gesteins das Leukosom aus dem Migmatit sein könnte. Zudem wird die Pinnitisierung erläutert, einer Umwandlungsreaktion, bei welcher der Chlorit den Cordierit ersetzt.

Haltepunkt 7: Fotostopp



Abbildung 28: Fotostopp an der RP10 zwischen La Carolina und der Gruta Inti Huasi.

Haltepunkt 8: Kulturstopp, Gruta Inti Huasi

Dieser Aufschluss führte uns auf die 8000 Jahre alten Spuren der Ureinwohner dieser Region. In einem Kulturstopp hatten wir die Möglichkeit eine Grabungsstätte zur Kultur der Ayampitin zu besichtigen. Die vorliegende Höhle ist vulkanischen Ursprungs und liegt auf 1500 über Meeresniveau, ca. in 20 km Entfernung zu La Carolina.



Abbildung 29: Gruta Inti Huasi.

Haltepunkt 9: Fotostopp, Offene Falte der San Luis Formation



Abbildung 30: Landschaftlicher und struktureologischer Fotostopp an einer offenen Falte in der San Luis Formation.

Tagesprotokoll vom 11. September 2019 (8. Tag)

Anton Drabon und Daniel Kloskowski

Der Exkursionstag begann um 08:14 Uhr mit der Busfahrt Richtung La Carolina. Dort angekommen wurde die Exkursionsgruppe von Dr. Cecilia Gallando und Dr. Natalia Maffini in Empfang genommen. Anschließend folgte ein Rundgang in der alten Goldmine von La Carolina, in der heutzutage kein Gold mehr abgebaut wird, jedoch für Touristen geöffnet ist. Die alte ca. 300 m lange Mine besteht aus zwei Galerien, in der das Gold abgebaut wurde. Das Muttergestein ist sehr verwittert und beinhaltet sehr viele sekundäre Kristallisationen. Das Gold befindet sich in Miozänisch-Pliozänisch angelegten Störungszonen, die als „fault gouges“ bezeichnet werden. Markant ist das durch „brittle deformation“ hervorgerufene brekziöse Gefüge. Oft sind Stalaktiten und Stalagmiten zu finden, die je nach Mineralogie in einer anderen Farbe zu sehen sind (Abb.31).



Abbildung 31: Stalaktiten und Stalagmiten in der stillgelegten Goldmine in La Carolina.

Der zweite Halt befindet sich südwestlich von La Carolina in der Nähe vom Mogote Cerro. Die Landschaft ist von vulkanischen Domen aus andesitischer Komposition geprägt. Das vulkanische Feld bildete sich Miozän – Pliozän und ist auf die 700 km entfernte „flat slab“ Subduktion westlich der Anden zurückzuführen. Die anstehenden Brekzien sind phreatomagmatisch, sind also explosiven Ursprungs (Abb.32). Die Größe der Kluster ist sehr unterschiedlich, matrixgestützt und ragen aus der feinkörnigen Matrix heraus. Diese sind polymikt und bestehen teilweise aus älterer alterierter Brekzie. Im Gestein sind keine juvenilen Einflüsse zu erkennen. Es ist davon auszugehen, dass meteorische Wässer in die Magmenkammer eingedrungen sind und dort zur explosionsartiger Ausdehnung führten.



Abbildung 32: Vulkanische Brekzie um Mogote Cerro.

Der nächste Aufschluss befindet sich an einem Fluss ein paar 100 m weiter Richtung Mogote Cerro. Die Brekzie wurde aufgrund hydrothormaler Aktivität verwittert und zeigt ein typisches Jigsaw-Gefüge. In ca. 100m Tiefe fand eine Sulfatmineralisation von Schwermetallen statt. Dazu zählen Kupfer, Silber, Gallium, Germanium und das Mineral Volynskite (AgBiTe_2). Trotz der gebildeten Schwermineralen ist dieser Ort eher von wissenschaftlichen als von wirtschaftlichem Interesse.

Folgt man den Fluss ein paar 100m weiter flussaufwärts sind auf den Brekzien sehr feine Stockwork Gänge, die aus Pyrit bestehen, zu erkennen. Die bräunliche Verfärbung der Brekzie stammt von oxidiertem Pyrit und anderen eisenreichen Mineralen (Abb.33). Die feinen Gänge waren einst hydrothermale Fluidintrusionen, in denen Pyrit auskristallisierte. Der Prozess der Entstehung wird als „reboiling“ bezeichnet.



Abbildung 33: Durch „reboiling“ entstandene hydrothermale Pyritgänge.

Die ganze Landschaft um Mogote Cerro entstand durch aufsteigendes Magma. Anschließend folgten vulkanische Explosionen, die in mehreren Stufen die Brekzien erzeugten, die im Nachhinein hydrothermal alteriert wurden.

Der letzte Aufschluss des Tages befand sich in der Nähe des Flusses Rio Grande bei Las Verbenas. Bei dem Gestein handelte es sich um einen I-Typ Granit, Tonalit. Dieser beinhaltet fast keine Kali-Feldspäte, dafür aber sehr viel Biotit, Quarz und Plagioklas. Der Tonalit ist nicht deformiert was bedeutet, dass er erst nach der famatinischen Orogenese/Metamorphose aufgestiegen ist.

Tagesprotokoll vom 12. September 2019 (9. Tag)

Transfer von San Luis (Argentinien) nach Colonia (Uruguay)

Tagesprotokoll vom 13. September 2019 (10. Tag)

Dörte Jordan, Johanna Menningen und Christopher Pötzl

1. Tag in Uruguay, Start in Colonia - Einführung durch Prof. Dr. P. Oyhanthcabal - Überblick der regionalen Geologie Uruguay

Uruguay besteht zu ca. 40 % aus präkambrischem Basement, welches primär im Südosten aufgeschlossen ist. Im Süden Uruguays sind zudem zwei mesozoische Becken anstehend. Im südwestlichen Teil des Landes ist das Piedra Alta Terrane als östlicher Teil des Rio de la Plata Kratons aufgeschlossen. Das Piedra Alta Terrane besteht aus juvenilen paläoproterozoischen, primär granitoiden, Gesteinen. Mittels U-Pb-Datierungen an Zirkonen wurde die Hauptphase der Kratonisierung auf 2,2 bis 2,0 Ga bestimmt. Darauf folgend sind keinerlei weitere Prozesse (Deformation o.ä.) zu erkennen. Die Florida Dykes (Doleritische Gänge) mit 1,8 Ga (U-Pb an Baddeleyit 1790 ± 5 Ma) stellen das Ende der Kratonisierung dar. Dies indiziert eine Extension zum Abschluss der Kratonisierung.

Östlich des Piedra Alta Terranes trennt die Sarandi del Yi Scherzone den Rio de la Plata Kraton vom Nico Perrez Terrane. Das Nico Perrez Terrane wurde neoproterozoisch verformt und zeigt archaische Zirkonalter in Metatonaliten und Migmatiten des La China Komplexes und wird daher als Teil des afrikanischen Kalahari Kratons angesehen. Wiederum östlich schließt sich das neoproterozoische Dom Feliciano Orogen (Dom Feliciano Belt) an.

Sämtliche an diesem Tag besuchten Großstrukturen zeigten E-W streichende Orientierungen.



Abbildung 34: Gruppenfoto an der Colonia-Scherzone während der Einführung in die Geologie Uruguays.

Haltepunkt 1: Festung Colonia

Bei der Colonia-Scherzone handelt es sich um eine ultramylonitische Scherzone mit ablesbaren sinistralen Schersinnindikatoren (Abb.34). Ausgangsgesteine sind Granite und Migmatite, welche mylonitisiert wurden. Das Gestein ist sehr feinkörnig und engständig

foliiert, durch eine primär dunkle (mafisch) und helle (felsisch) Bänderung. Die weiße Bänderung besteht aus hellen Plagioklasen, welche bei min. 500-550°C rekristallisierten, was für amphibolitfazielle Deformationsbedingungen spricht.

Das Einmessen der Foliationsebene ergab 011|79 mit dem Geologenkompass bzw. 009|79 nach der iOS Kompass-App. Die Lineare wurden mit 106|04 und 097|03 mittels Geologenkompass bzw. mit 090|06 mittels iPhone eingemessen.

Gefügeelemente zeigen einen sinistralen Schersinn parallel zur Foliations- und Lineationsebene an. Diese Beobachtung wurde an Falten durchgeführt, die mit Daten aus Dünnschliffen und kristallographischer Vorzugsorientierung (CPO) korrelierten. Allerdings ist die Verwendung von Falten als Schersinnindikatoren kritisch zu betrachten.

K/Ar-Abkühlungsalter an Muskovit ergaben ein Minimalalter der Scherzone von 1.78Ga und U-Pb-Datierung an Zirkonen ein Protolithalter von 2.07Ga, welches den möglichen Deformationszeitraum eingrenzt.

Haltepunkt 2: Steinbruch Riachuelo

Der über 100 Jahre alte Steinbruch bei Riachuelo wurde zunächst für den Abbau von Bausteinen genutzt und dient heute der Splitfertigung. Das überwiegend grobkörnige Gestein besteht primär aus Kalifeldspat, Biotit, Plagioklas, Quarz. Es ist nicht durchgehend gebändert, vorliegende Bänder sind primär dunkel und mafischen Ursprungs (metamorphes Gefüge der mafischen Minerale), welche mit hellen massiven Bereichen wechseln (Abb.35). Der felsische Mineralbestand zeigt ein magmatisches Gefüge. Es handelt sich um einen Migmatit im Übergang vom Metatexit zum Diatexit. Die Übergänge sind schwer zu erkennen, es sieht je nach Anschnittebene nach granitischem oder gneisigem Gefüge aus. An der Abbauwand war ein mächtiger Basaltgang erkennbar, welcher den Paragneis durchzog. Aus dem Basalt hat sich ein Amphibolith entwickelt, welcher Biotit, Hornblende, Plagioklas enthalten.



Abbildung 35: Aktive Abbauwand im Steinbruch Riachuelo (links) und Migmatit (rechts).

Haltepunkt 3: Alter Steinbruch Cufré

Das Gestein ist geprägt von einem grobkristallinen Gefüge aus Quarz, Biotit, Plagioklas und akzessorischem Amphibol.

Der Quarz zeigt ein zuckerartiges Rekristallisationsverhalten. Das Gefüge wird geprägt durch das Anstehen von Enklaven, welche foliationsparallel ausgebildet sind und im Anschnitt linsenartig zu erkennen waren. Die Foliation wird primär durch Biotit bestimmt. Aufgrund der

geringen Zerklüftung des Gesteins wäre dieser Steinbruch tendenziell sehr gut für großdimensionale Bausteine geeignet, da jedoch die graue Farbe derzeit nicht zu vermarkten ist, wurde der Steinbruch aufgegeben. Das Alter liegt bei 2.086Ga. Ein Autolith ist an der S' Wand zu erkennen, hierbei handelt es sich um ein bereits abgekühltes Material, welches an der Decke der Intrusion anstand, und dann wieder in die Magmenkammer gefallen ist.



Abbildung 36: "The Ring" - Autolith in der S' Abbauwand des Steinbruchs Cufre (links). Linsenförmig angeschnittene Enklaven in der W' Abbauwand des Steinbruchs (rechts).

Haltepunkt 4: Mal Abrigo, 3 km NW' der Routa 23

In dem Aufschluss stehen grünschieferfaziell überprägte Metavulkanite an, in welchen Quarz als Phenokristen vorliegen. An Zirkonen durchgeführte U-Pb-Datierung ergaben ein Alter von 2146 ± 70 Ma. Das Gefüge ist porphyrisch, die Deformation wurde von der Matrix aufgenommen.

Haltepunkt 5: Südlich Mal Abrigo, Mülldeponie

Im Straßenanschnitt waren zwei unterschiedliche, stark verwitterte Einheiten aufgeschlossen, welche aus felsischen Tuffiten und sehr dunklen Basalten bestanden. Subvulkanische Gänge in den vulkanischen Einheiten zeigen im Innenbereich grobkörnige Fraktionen, während der Außenbereich feinkörniger ist. Der Mineralbestand des Ganggesteins besteht primär aus Epidot, Chlorit, Amphibol und Plagioklas. Die Fraktionierung der Korngrößen spricht für ein chilled margin, das bedeutet, es ist ein Ganggestein in bereits abgekühltes Gestein eingedrungen. Es ist keinerlei Foliation erkennbar, was zu dem Rückschluss führt, dass keine Scherung erfolgte. Bei dem Ganggestein handelt es sich um Dolerit, welcher das Ende der Kratonisierung vor 1.8 Ga einläutet.



Abbildung 37: Aufschlussaufnahme an der Müllkippe S' Mal Abrigo. Doleritgänge in Meta-Tuffiten.

Tagesprotokoll vom 14. September 2019 (11. Tag)

Tobias Geise, Nils Kavermann und Christiane Walther

Der Exkursionstag begann mit einer Busfahrt von Colonia in Richtung Maldonado.

Haltepunkt 1: 25 km nördlich von Mal Abrigo auf der Route 23

In diesem ehemaligen Steinbruch ist Dolerit als Hauptgestein vorzufinden. Zudem gibt es einen Granodiorit als Nebengestein. Der Kontakt zwischen Dolerit und Granodiorit ist in Abbildung 38 zu sehen. Vor 1,79 Ga gab es ein Extensionsereignis. Dabei ist der Dolerit als Basaltgang in den Granodiorit intrudiert.

Der Dolerit besteht aus Quarz, Plagioklas, Glimmer und Klinopyroxenen. Die Zusammensetzung des Gesteins ist tholeiitisch. An der Kontaktzone war der Dolerit sehr feinkörnig (chilled margin).



Abbildung 38: Zeigt die Kontaktzone von Dolerit und Granodiorit. Links im Bild befindet sich der Granodiorit und rechts davon der Dolerit.

Zudem variieren Farbe und Mächtigkeit des Dolerits. Das Gestein hatte ein Streichen von NE 060. Die Gänge verliefen recht grade, weisen keinerlei Überprägung auf und stehen für die finale Kratonisierung. Die Datierung des Gesteins wurde mit dem Mineral Baddeleyit (ZrO_2) anhand der U/Pb-Methode datiert (1.79Ga). Der Dolerit ist spröde deformiert, daher ist kein ökonomisch sinnvoller Abbau möglich. Mithilfe von Druckexperimenten im Labor konnte für den Dolerit eine extrem hohe Festigkeit von 420 MPa bestimmt werden.

Der Granodiorit ist an diesem Aufschluss stark verwittert aufgrund von einem hohen Anteil von Plagioklas. Außerdem ist das Gestein hell und grobkörnig. Das Alter wurde mit den Methoden Sm/Nd und U/Pb auf 2,1 Ga Jahre datiert, typisch für das Piedra Alta Terrane.

Etwa 50 m davon entfernt sind Symplektite zu sehen. Dies sind Verwachsungen von Plagioklas und Quarz, welche in der Restschmelze entstanden sind. Dabei sind im Gelände kleine weiße Spots im schwarzen Gestein zu sehen.

Haltepunkt 2: Östlich von Landstraße 23, 6 km nördlich von Mal Abrigo

Zu sehen ist hier ein Post-orogener Gabbro. Genauer ist dies ein Gabbronorit. Norite im Allgemeinen enthalten mehr Orthopyroxene anstelle von Klinopyroxenen. Typische Gabbros hingegen enthalten mehr Klinopyroxene. Ein Norit ist ein eher bräunliches Gestein, ein Gabbro hingegen ist fast schwarz.

Allgemein können in diesen Gesteinen Erzminerale, sowie Sulfide vorkommen. Auch Augit, Hypersthen und wenige Olivine kommen vor.

Haltepunkt 3: Cerros Negros westlich der Landstraße 23

In dem Aufschluss ist ein Metagabbro mit Plagioklas, Amphibol und Quarz zu sehen. Der Amphibol ist aufgrund der Verwitterung von Quarz und Plagioklas gut zu erkennen. Bei der Verwitterung von Plagioklas werden diese in Serizit umgewandelt. Ebenfalls tritt grüner, faseriger Aktionolith auf, da in den Mineralen bereits Wasser enthalten ist, findet keine Hydratation mehr statt.

Generell ist der Metagabbro grobkörniger verglichen zu den vorherigen Aufschlüssen und weist eine metamorphe Foliation auf. Der Metagabbro kann in die Grünschiefer-Fazies eingeordnet werden. Das Gestein wurde nicht datiert. Für die Datierung wäre es sinnvoll sich das Sm/Nd-Verhältnis sowie das REE-Spurenverteilungsmuster anzuschauen.

Haltepunkt 4: Nördlich von San José, in der Nähe von Cerros San José

Zu sehen ist ein Gürtel aus suprakrustalen Metasedimenten mit verschiedenen Schichten. In einigen Schichten tritt vermehrt Granat auf, in anderen eher Straurolith. Straurolith entsteht amphibolitfaziell. Es handelt sich hier um granitpegmatitische Gänge.

50 Meter weiter ist eine Kontaktzone zu sehen. In dem anstehenden Metapelit entstand kontaktmetamorpher Andalusit an der Grenze zum Granit. Bei dem Granit handelt es sich, aufgrund von Muskovit im Gestein, um einen S-Typ, welcher durch das erneute Aufschmelzen der juvenilen Kruste entstand. Bei dem roten Mineral handelt es sich überwiegend um Eisen-Oxid.

Tagesprotokoll vom 15. September 2019 (12. Tag)

Judith Carstens, Temke Hector und Anna-Lena Rüßmann

Der heutige Exkursionstag begann um 8:45 Uhr mit der Abfahrt an Unterkunft Cabañas Del Sabiá. Der erste Aufschluss wurde ca. gegen 10:00 Uhr erreicht. Vor der Aufnahme der Feldarbeit, wurden vier Vorträge zur Geologie und der Entstehungsgeschichte des Río de la Plata Kratons sowie zur Sarandí del Yí Scherzone gehört.

Haltepunkt 1: Abra de Castellanos

(Arbeit im Aufschluss ca. 10:45 bis 11:30)

Bei dem vorliegenden Gestein handelt es sich um einen Mylonit, dessen Protolith ein Granit war. Dies ist erkennbar am Mineralbestand, der hauptsächlich Quarz, Plagioklas, K-Feldspat und Glimmer aufweist. Der Granit entstand infolge von syntektonischen Intrusionen während der Scherung an der Sarandí del Yí Scherzone, die den Río de la Plata Kraton vom Nico-Perez-Terrane trennt. Das Gestein weist eine engständige Foliation und Porphyroklasten auf, die den lokalen Bewegungssinn der Scherung anzeigen (Abb.39). Von dem, in diesem Gestein erkennbaren, Schersinn lässt sich jedoch nicht ohne weiteres auf die Bewegungsrichtung an der Sarandí del Yí Scherzone rückschließen, da es an dieser sowohl sinistrale, als auch ältere dextrale Bewegungen gab. Der Granit wurde auf 584 Ma datiert, während die Scherung anhand von K-Ar/Ar-Messungen in Muskoviten auf etwa 570 Ma datiert wurde. Da dieser Granitkörper infolge von syntektonischen Intrusionen (d.h. während die Scherzone noch aktiv war) entstanden ist, handelt es sich hier nicht um Maximalalter.



Abbildung 39: Sigmaklast im Mylonit aus dem Aufschluss in Abra de Castellanos.

Haltepunkt 2: Camping Aguas Blancas

(Arbeit im Aufschluss ca. 12:30 bis 13:30 danach Mittagspause bis 14:30)

Bei dem Gestein handelt es sich um einen Muskovit-reichen Mylonit, der sich ebenfalls noch im Bereich der Sarandí del Yí Scherzone befindet. Die größeren Quarz- und K-Feldspat-Körner

treten häufig geschert in Form von Sigma-Klasten auf, die auf eine sinistrale Bewegungsrichtung hindeuten. Das Gestein ist eindeutig foliiert (Abb.40). Die Foliation fällt nach Westen ein und steht nahezu senkrecht ($262/80$). Anhand von deutlichen Linearen auf den Scherflächen ist ein transtensional-, abschiebender Charakter der ehemaligen Bewegung abzuleiten (Abb.41).



Abbildung 40: Feldarbeit am Aufschluss Aguas Blancas, steil stehende Foliation gut erkennbar.



Abbildung 41: leicht einfallende Lineation auf den Scherflächen am Campingplatz Aguas Blancas.

Haltepunkt 3: Brücke am Fluss an der Ruta 81

(Arbeit im Aufschluss von 14:30 bis 14:55)

Der Haltepunkt befindet sich nicht mehr auf dem Río de la Plata Kraton, sondern östlich der Sarandí del Yí Scherzone im Nico Perrez Terrane. Das sehr feinkörnige, überwiegend dunkelgraue Gestein ist im mm- sub-mm Bereich foliiert. Anhand von hellgrauen, ebenfalls sehr feinkörnigen Calcitlagen ist eine sehr enge Faltung sehr gut erkennbar. Die Faltenachsen stehen nahezu senkrecht. Pyroxene und Amphibole (mit dem Auge schlecht erkennbar) sind typische kalksilikatische Minerale in dem Gestein, dass sich als kalksilikatischer Marmor der Grünschieferfazies charakterisieren lässt. Die Faltung des Gesteins fand in mehreren Phasen im Meso-Proterozoikum und dem Neo-Proterozoikum während der Brasiliano-Orogenese statt.



Abbildung 42: Hellgraue Calcitlage mit engständiger Faltung.

Haltepunkt 4: Fernsehantenne an der Ruta 81

(Arbeit im Aufschluss um 15:10-15:45)

Die, aufgrund der Verwitterung eher schlecht erkennbaren, metergroßen, runden Strukturen im schwarz-grünlichen Gestein, deuten auf eine Eruption am Meeresboden und das Entstehen von Pillow-Laven hin. Der vorliegende Metabasalt weist das grüne Mineral Epidot auf, was auf eine Ozeanbodenmetamorphose hindeutet. Der Basalt wurde nicht datiert, ist aber wahrscheinlich im Ediacarium (635 - 541 Ma) entstanden.

Haltepunkt 5: Las Ventanas, 1,5 km N von Nueva Carrara

Das Gestein ist in dieser Gegend nur geringfügig aufgeschlossen und meist vom Quartär bedeckt. Es handelt sich um ein polymiktes Metakonglomerat mit gut kantengerundeten

Bestandteilen von einer Größe im cm- bis 10er cm-Bereich. Im Gegensatz zu vielen anderen Gesteinen in dieser Region ist keine Foliation bzw. Einregelung der großen Klasten erkennbar. Die dominierenden Komponenten sind Granitoide, zudem verschiedene Gneise und Rhyolithe. Das Gestein wurde auf 573 Ma datiert und fällt somit in die Zeit des Ediacariums. Bezüglich der Entstehungsgeschichte des Konglomerates wird diskutiert, dass es im Zuge der letzten Phase der Gondwana-Bildung, als Molasse des entstehenden Dom Feliciano Belts abgelagert wurde.

Haltepunkt 6: Pan de Azúcar

Bei dem Gestein in diesem stillgelegten Steinbruch handelt es sich um einen Syenit. Die Hauptkomponenten bilden ca. 3 cm große K-Feldspäte, weniger Plagioklase, kaum Quarz und Hornblende. Die K-Feldspäte sind außergewöhnlich hell und können daher im Gelände leicht mit Plagioklasen verwechselt werden. Sie zeigen deutliche Karlsbader Verzwilligung und können im Dünnschliff eindeutig von Plagioklasen unterschieden werden. Besonders in diesem Gestein ist, dass die mafischen Anteile häufig vom Feldspat eingeschlossen sind und ein sogenanntes agpaitisches Gefüge bilden. Das Gestein wurde mithilfe von U-Pb und Ar-Ar datiert. Es ergab sich ebenfalls ein Alter von 573 Ma.



Abbildung 43: Die bis zu 3 cm großen hellen Kalifeldspäte.

Tagesprotokoll vom 16. September 2019 (13. Tag)

Daniel Kloskowski, Lennart Koch und Tobias Koch

Haltepunkt 1: Landzunge bei Punta Ballena

Der erste Stopp befindet sich am südlichsten Punkt der Sierra Ballena Scherzone. Diese verläuft von der Küste aus in Richtung Nordosten und markiert die Grenze zwischen dem Nico Pérez Terrane und dem Punta del Este Terrane. Dabei sind die ersten 150 km der Scherzone aufgeschlossen, weiter nordöstlich wird diese durch Sedimente überdeckt. In Brasilien ist die Scherzone wieder aufgeschlossen, besitzt dort aber einen anderen Namen. Sehr wahrscheinlich setzt sich die Scherzone auch auf dem afrikanischen Kontinent weiter fort. Zurückzuführen ist die Scherzone auf ein sinistrales Scher-Event vor 600 Ma. Bei diesem wurde der Kalahari-Kraton an den Río de la Plata Kraton angedockt.

Bei dem Gestein vor Ort handelt es sich um einen Ultramylonit, der aus ehemaligen Grantiten, Quarziten, Rhyolithen und Gneisen besteht. Streckungslineare auf den Foliationsflächen deuten auf die Richtung der Scherung hin. Durch die hohe Resistenz der Gesteine gegenüber der Verwitterung bilden sich rundliche Erhebungen aus (Abb.44). Diese Cuchilla Grande genannte Hügelkette verläuft mehrere hundert Kilometer in Richtung Norden bis zur brasilianisch- uruguayischen Landesgrenze.

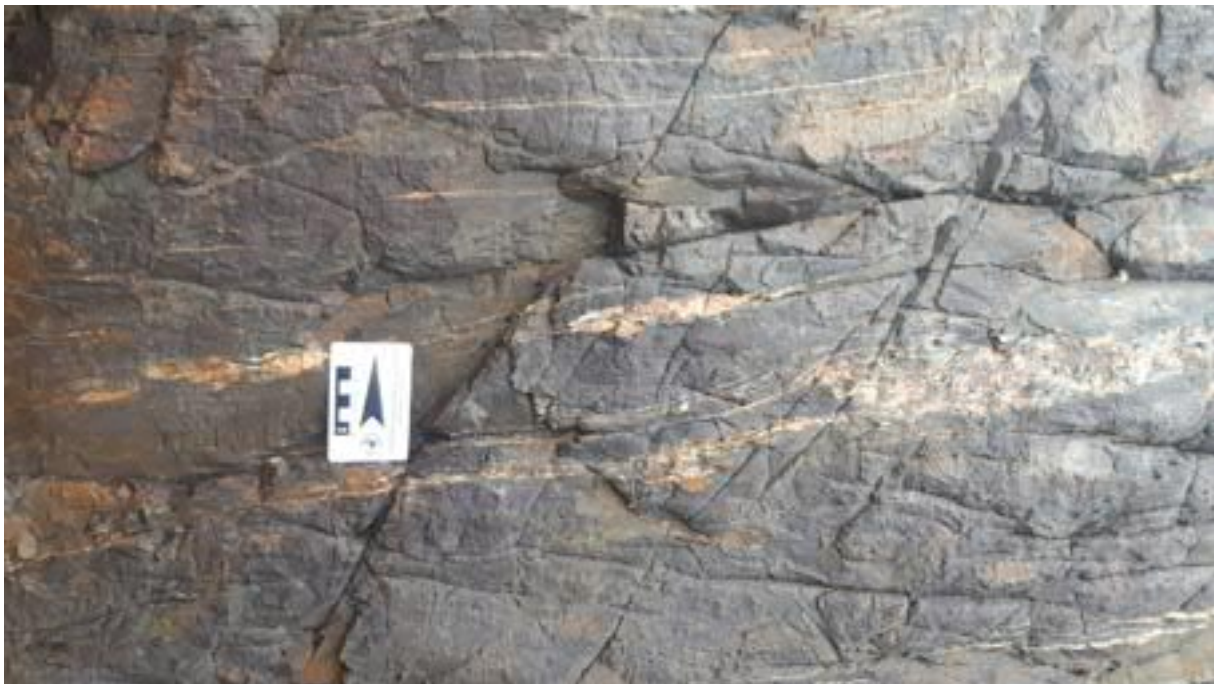


Abbildung 44: Ultramylonit auf der Landzunge bei Punta Ballena.

Haltepunkt 2: Ruta Interbalnearia nahe Punta Ballena

Am zweiten Stopp steht ein roter, porphyritischer Mylonit an. Dieser enthält neben kleinen Quarzkristallen (< 0,5 mm) rote Lagen aus ehemaligen Feldspäten. Es handelt bei diesem Mylonit um einen ehemaligen Rhyolith, der ebenfalls Teil der Sierra Ballena Scherzone ist.

Haltepunkt 3: Punta del Chileno

Der Orthogneis an der Küste bei Punta del Chileno dient sowohl als Indiz für das Timing als auch für die Bewegungsrichtung der Sierra Ballena Scherzone. Die Platznahme des ehemaligen Granits erfolgte dabei syntektonisch vor ca. 560 Ma, wobei die Aktivität der Scherzone zur Vergneisung während der Abkühlung führte. Da das Gestein nicht penetrativ zerschert wurde, handelt es sich nicht um einen Mylonit, sondern einen stark foliierten Orthogneis. Die auf Abbildung 45 erkennbaren Tensionsbrüche bzw. Fliederspalten deuten zusätzlich auf eine spröde Deformation hin. Bei der dunklen Füllung dieser Spalten handelt es sich um sehr feinkörnige Bereiche, die durch schnelles Aufschmelzen und Abkühlen während Erdbeben entstehen. Diese ehemals glasigen Bereiche werden auch Pseudotachylite genannt.

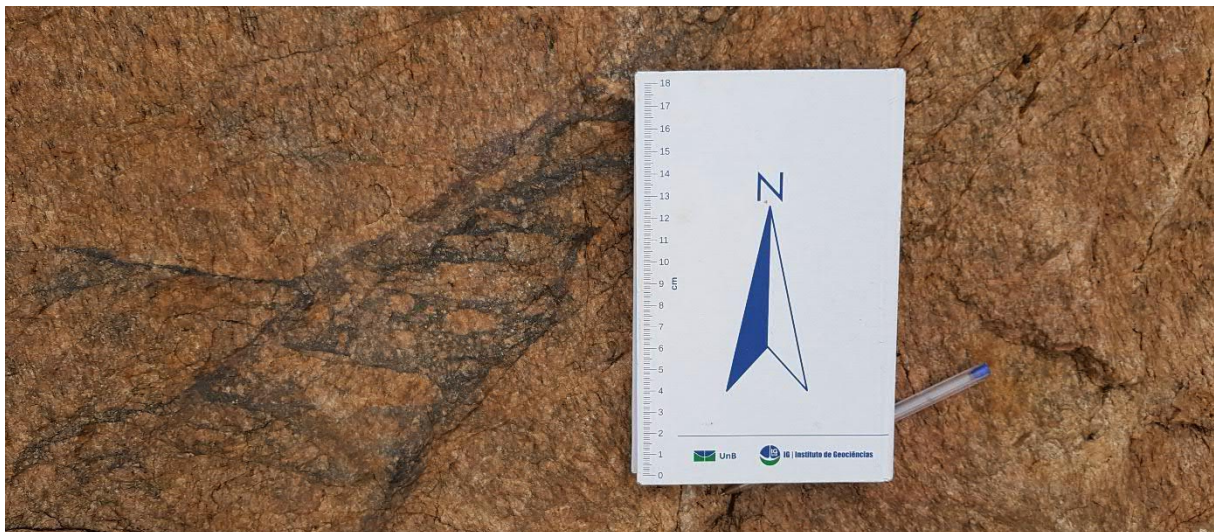


Abbildung 45: Orthogneis mit Tensionsbrüchen und Pseudotachyliten.

Haltepunkt 4: Punta del Salina

An der Küste bei Punta del Salina steht ebenfalls ein Orthogneis an. Dieser wurde jedoch nach der hoch-temperatur Deformation zusätzlich durchgehend kataklastisch deformiert. Der ehemalige Granit zeigt daher sowohl eine Foliation in Ost-West Richtung als auch Klüfte in Nord-Süd Richtung, die parallel zur Scherzone verlaufen.



Abbildung 46: Küste bei Punta de Salinas mit anstehendem Orthogneis; im Hintergrund Ausläufer der Cuchilla Grande Hügelkette.

Haltepunkt 5: Punta de Manatiales

An der Küste bei Manatiales stehen sowohl Metapsamite bzw. Metapelite als auch mehrfach deformierte Paragneise an. Im Handstück lassen sich Grant und Sillimanit identifizieren. Die etwa 0,5 mm langen, stängeligen Sillimantikristalle finden sich dabei am häufigsten in den dunklen Lagen der ehemaligen sedimentären Schichtung (Abb.47). Anhand dieser lassen sich Druck und Temperatur Bedingungen während der Metamorphose ableiten.



Abbildung 47: Metasedimente an der Küste bei Punta de Manatiales mit überprägter, sedimentärer Schichtung.

Haltepunkt 6: Landstraße zwischen La Barra und San Carlos

Der vorletzte Halt des Tages befindet sich an der Landstraße zwischen La Barra und San Carlos Stadt. An dieser ist die San Carlos Formation aufgeschlossen, die neben Konglomeraten, Sandsteinen und Peliten aus Vulkaniten besteht. Einige Klaster im Konglomerat sind stark verformt und weisen eine langgezogene Form auf. Diese Verformung ist auf die räumliche Nähe zur Sierra Ballena Scherzone zurückzuführen. Die Vulkanite wurden auf 572 Ma datiert. Sie entsprechen demnach demselben Alter wie die Las Ventanas Einheit. Jüngere Zirkone wurden auf 540 Ma datiert. Es handelt sich dabei aber um diskordante Alter, die auf einen Bleiverlust zurückzuführen sein könnten. Die Aussagekraft dieser Alter ist daher unzureichend.



Abbildung 48: Deformiertes Konglomerat an der Landstraße zwischen La Barra und San Carlos.

Haltepunkt 7: Östlich von Rocha

Am letzten Halt des Exkursionstages östlich von Rocha ist das Cerro Olivo Basement aufgeschlossen. Bei den Gesteinen handelt es sich um migmatitische Metasedimente (Paragneise). Durch die stark vorangeschrittene Verwitterung lassen sich Paläosom und Neosom deutlich voneinander unterscheiden und über mehrere Meter verfolgen. Das helle Leukosom besteht dabei aus K-Feldspäten, Plagioklas und Quarz, sollte aber nicht mit den Quarzgängen verwechselt werden, die einen Resister darstellen. Das ehemals dunkle Melanosom besteht überwiegend aus verwitterten Biotit und besitzt daher eine hellbraune Farbe. Die Datierung ergab ein Alter von 650 Ma und spiegelt das Alter der letzten Metamorphose wider.

Tagesprotokoll vom 17. September 2019 (14. Tag)

Anton Drabon, Jakob Popp, Lilli Viets und Anna Wolf

Haltepunkt 1: La Paloma Leuchtturm Playa del Faro

Am ersten Haltepunkt des letzten Tages wurden siliziklastische Metasedimente der Grünschieferfazies am Strand von La Paloma angetroffen. Es handelt sich hierbei um überprägte Turbiditabfolgen. Sie weisen flache Falten auf, die Faltenachsen streichen in Ost-West-Richtung (Abb.49), ebenso eine zu den Faltenachsen parallel streichende Schieferung. Weiterhin tritt eine alveolare Verwitterung (Wabenverwitterung) auf. Diese Metasedimente enthalten detritische Zirkone, die überwiegend auf ein mesoproterozoisches Alter datiert wurden. Dies korreliert mit dem Alter von Zirkonen der Camaqua-Orogenese, während der der Kalahari-Kraton entstand. Die Sedimentation fand vor 600 bis 550 Ma statt. Die Deformation folgte zwischen 550 und 530 Ma.



Abbildung 49: Flache Falte, WE-streichend (links). Wabenverwitterung in schwach metamorph überprägten Turbiditablagerungen (rechts).

Haltepunkt 2: Cantera Dutra

Hier ist Gestein aufgeschlossen, das sowohl als Migmatit, als auch als Orthogneis angesprochen werden kann (Abb.50). Die Quarze, Plagioklase und Biotite sind eingeregelt, tlw. auftretender Alkalifeldspat weist nicht unbedingt die typische rötliche Farbe auf. Der Protolith ist ein Syenogranit, der vor ca. 800 Ma intrudierte. Die Metamorphose folgte vor 650 Ma. Die helleren Bänder können sowohl gestreckte Metakristen aus dem Granit sein, als auch Neosom-Bänder des Migmatits. Neben den vergneisten, rekristallisierten Bereichen treten auch magmatische Gefüge auf. Im Kaoko-Belt an der Küste Namibias sind analoge Formationen anzutreffen.



Abbildung 50: Metakristen und Neosom (links). Magmatische Fließgefüge in Migmatit (rechts).

Haltepunkt 3: Sierra Aguirre

Das anstehende Gestein ist hellbraun, geschichtet, innerhalb der einzelnen Schichten gleichkörnig im Ton- bis Feinsandbereich und mit eisen- und manganhaltigen Fluiden orangefarben und schwarz überprägt. Neben Quarz und Muskovit sind alterierte idiomorphe Pyrite im Gestein enthalten. Das Gestein wird als Tuffit interpretiert, ehemalige Klaster sind zu Serizit und Tonmineralen umgewandelt worden. Die vulkanische Effusion ist mit Zirkonen auf 571 Ma datiert, die Auffaltung der Sierra Aguirre auf 565 Ma.

Danksagung und Impressionen

Die Exkursionsleiter, **Prof. S. Siegesmund** und **Dr. K. Wemmer** haben durch die langfristigen Forschungsaktivitäten und Arbeitsaufenthalte seit 1999 umfangreiche Erfahrungen mit der Regionalen Geologie des Rio de La Plata Kraton und den zu behandelnden geologischen Aspekten erarbeiten können. Nach Auskunft haben inzwischen mehr als 50 Studenten aus Göttingen ihre Diplom- oder Masterkartierprojekte und andere Qualifizierungsprojekte dort durchgeführt. Dazu gehören auch viele Doktorarbeiten und Postdoktoranden. Durch diese langfristigen Kontakte war es daher selbstverständlich, dass die Exkursion in enger Kooperation mit dem geologischen Institut der Universität Montevideo (Uruguay) und zwar mit Prof. Dr. P. Oyhantcabal durchgeführt wurde. Herr Oyhantcabal hat an der Universität Göttingen promoviert. Darüber hinaus unterstützten Frau Dr. M. Lopez de Lucci (Universität Buenos Aires, Argentinien), Prof. Dr. R. Martino (Universität Cordoba, Argentinien) und Prof. Carlos Costa (Universität San Luis, Argentinien) die Exkursion herausragend. Auch mit ihnen gibt es sehr langfristige wissenschaftliche Kontakte und vielfältige Kooperationen.

Die Exkursion erlaubte es, ein breit gefächertes **wissenschaftliches Lehrprogramm** zu vermitteln. Dies wird durch die Vielfalt der Gesteinstypen in den zu besuchenden Exkursionspunkten, als auch durch die Zusammensetzung der Exkursionsleitung und den unterstützenden Dozenten, ermöglicht, die eine breite Palette von speziellen Vertiefungsrichtungen widerspiegeln. Integraler Bestandteil der Lehrveranstaltung ist das Thema „**Kratonisierung**“ am Beispiel des Rio de la Plata Kratons. Die paläoproterozoische Krustenbildung, das Wachstum großer Krustenbereiche durch das Anschweißen von Terranes bis zur Bildung des Großkontinents Gondwana und dessen Zerfalls standen im Mittelpunkt der Veranstaltung.

Die Geländeübung wurde durch das geowissenschaftliche Zentrum Göttingen und durch den Universitätsbund Göttingen großzügig unterstützt. Dafür bedanken sich alle Exkursionsteilnehmer sehr.



Prof. Roberto Martino (Cordoba) erklärt die strukturgeologischen und petrologischen Aspekte der Migmatisierung. Während der Exkursion erwähnte er mehrfach die große petrologische Tradition der Göttingen „Winkler-Schule“



Dr. K. Wemmer, Prof. R. Martino und Prof. S. Siegesmund in der Los Tuneles-Mylonitzone



Gruppenarbeit und studentische Kurzreferate zur Vorbereitung der folgenden Exkursionspunkte



Prof. Carlos Costa bei er Einführung in die Neo- und Seismotektonik der Sierra de San Luis



Prof. Carlos Costa hat alle Studenten mit seiner didaktischen Brillanz für das Thema Seismotektonik und deren gesellschaftliche Bedeutung begeistern können



Mittagspause an einem lauschigen Schattenplätzchen



Dr. Monica Lopez de Lucci bei der Vorbesprechung und Geländeeinführung



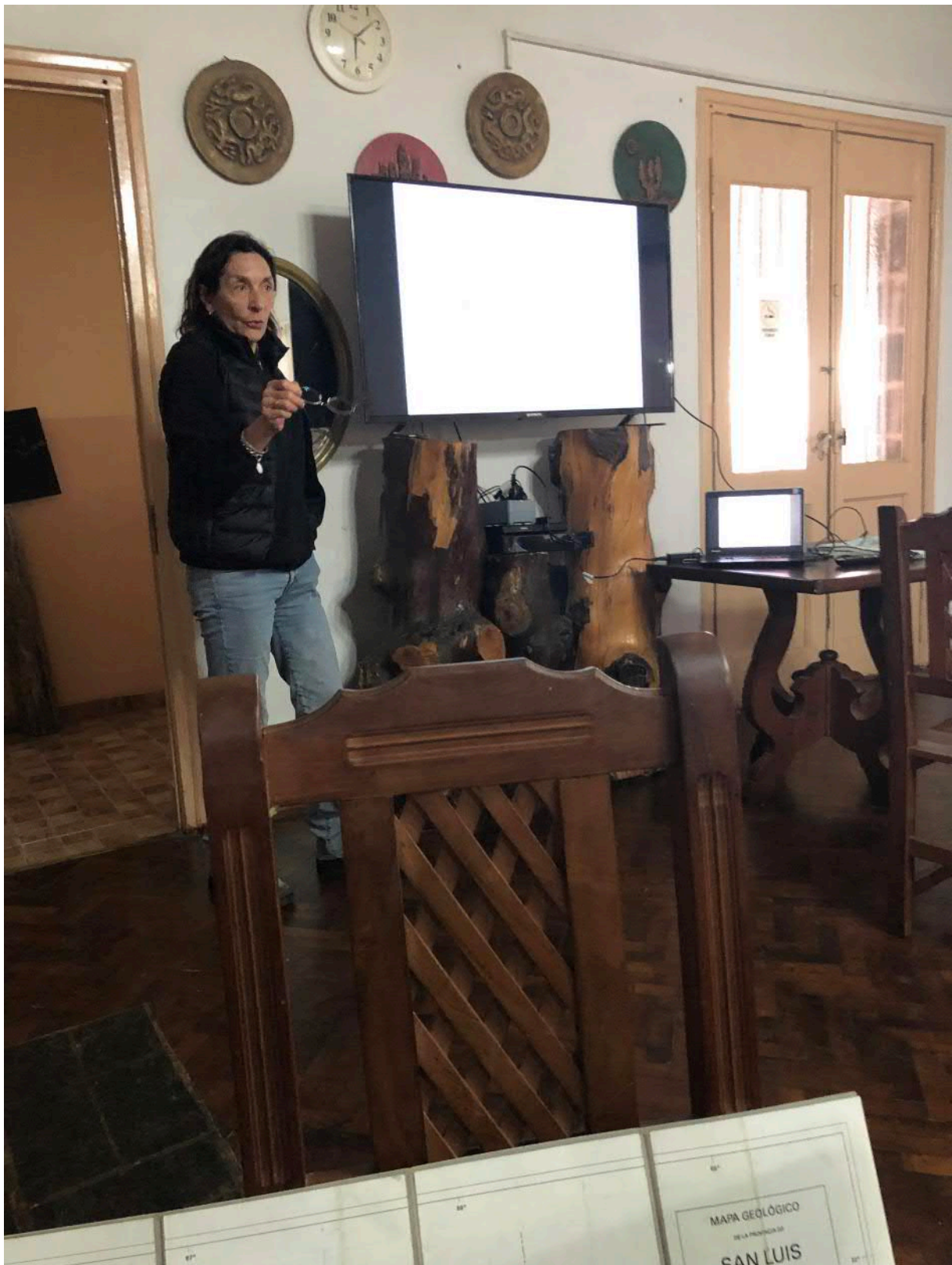
Die Pegmatite der Sierra de San Luis haben den Mineralsammler in allen Studenten motivieren können; unterarm-dicke Turmaline, Berylle, Apatite etc. galt es zu bergen



Das Sammlerglück und etwas Geduld hat vielen Freude gebracht



Bei Enzo und Miriam und im Las Chacras Granit hat die Göttinger Arbeitsgruppe mit Dr. Monica Lopez de Lucci und Prof. S.Siegesmund 1998 begonnen. Zur ersten Studentengruppe gehörten seinerzeit Stephan Mosch, Andres Hoffmann, Carola Hulks und Hagen Hübner



Dr. Monica Lopez de Lucci bei der Einführung in die Geologie der Sierra de San Luis



Vorbereitungen für den Besuch des Goldbergwerkes in La Carolina mit Dr. Cecilia Gallando (San Luis) und Dr. Natalia Maffini (Rio Cuarto)



Mittagspause in freier Natur trotz kalter Außentemperaturen



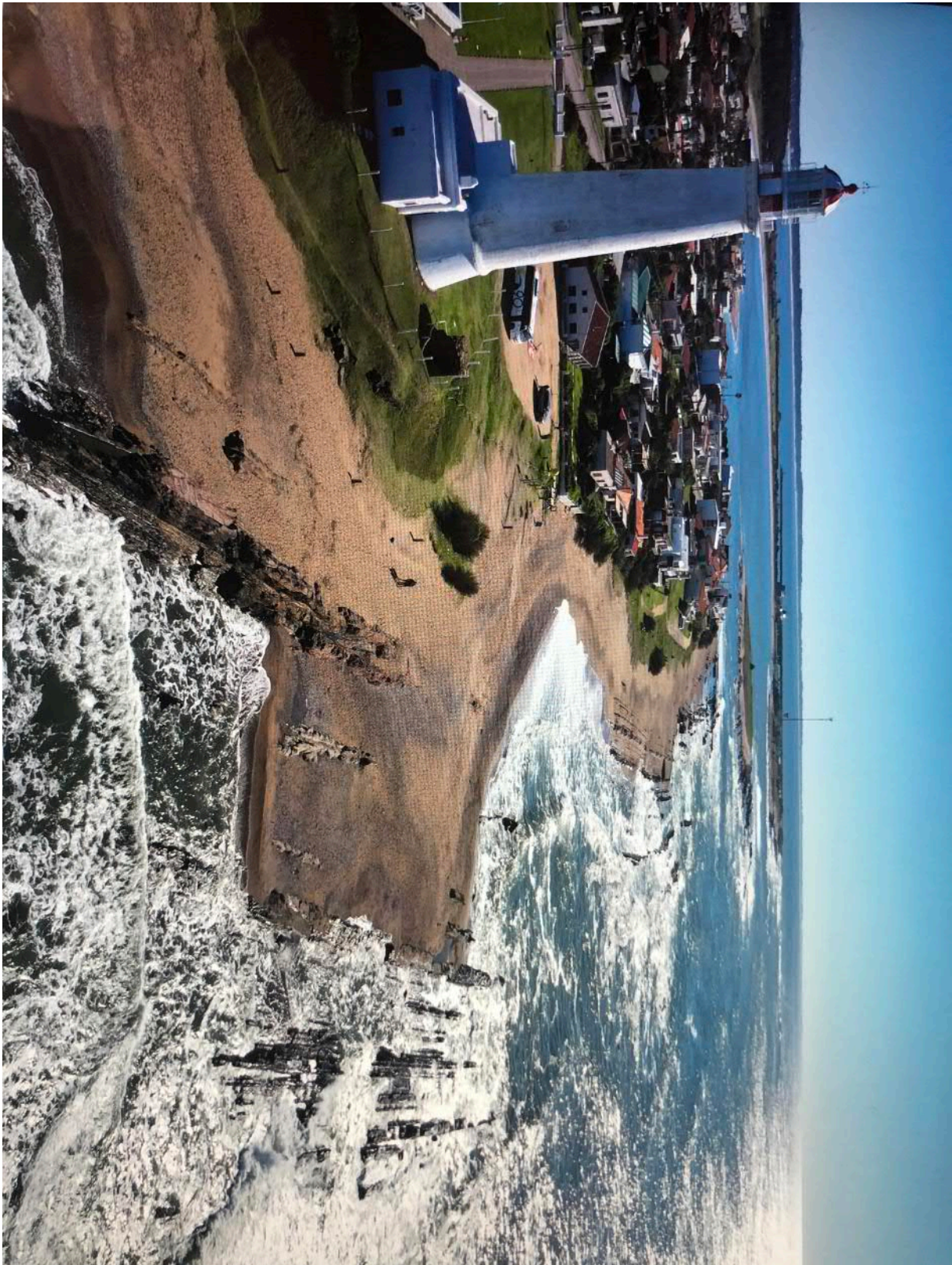
Prof. Pedro Oyhantcabal erklärt in Colonia, während die Studenten auf den Ultramyloniten sitzen, die Geologie Uruguays



Gruppenarbeit zur Granitgenese und Platznahme



Ein typisches Bild in Uruguay – Land und Leute



Eine Drohnenaufnahme am Leuchtturm von La Paloma, wo sich Gesteine befinden, die es nur in gleicher Ausbildung in Südafrika gibt



Prof. Pedro Oyhantcabal erläutert die aktuellen Ergebnisse zum Rio de La Plata Kraton



Nach der Geländeübung kam es zum Großeinkauf, da fünf Studenten für die Masterkartierprojekte auf sehr einsam gelegenen Farmen in Uruguay alles organisieren mussten