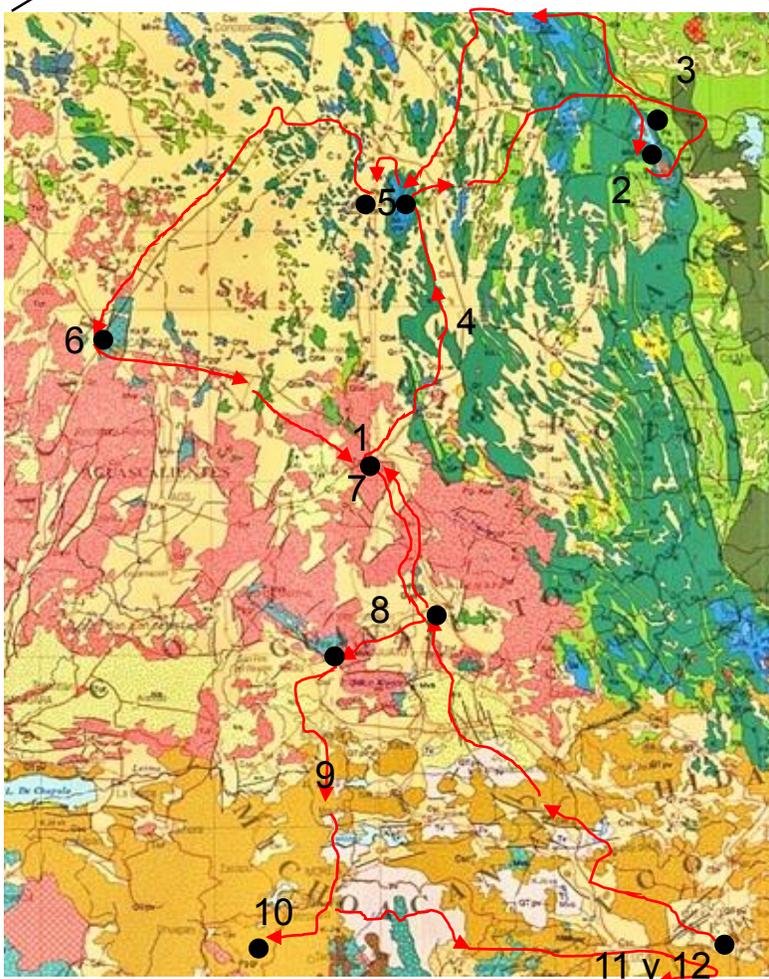


Geländeübung zur „Geologie von Mexiko“

M.Geo.104 vom 02.03. – 15.03.2016



Leitung:

Rubén Alfonso Lopez Doncel
Bernd Lammerer
Siegfried Siegesmund

Ablauf der Exkursion

Teilnehmer	3
02.03.2016 – Bienvenidos a San Luis Potosí.....	4
03.03.2016 – Erster Tag im Gelände	5
04.03.2016 – Peregrina Canyon	8
05.03.2016 – Santa Rosa Canyon	13
06.03.2016 – Real de Catorce.....	17
07.03.2016 – Kupfermine bei Matehuala.....	21
08.03.2016 – Sierra de Guanajuato.....	23
09.03.2016 – Valle de Santiago Maare.....	25
10.03.2016 – Vulkan Parícutin.....	29
11.03.2016 – Patzcuaro (Michoacan).....	33
12.03.2016 – Trans-Mexikanischer Vulkangürtel.....	37
13.03.2016 – Abschluss der Geländetage	43
Danksagung und Resümee der deutschen Studenten	46
Experience of Mexican excursion participants.....	49
Studenten im Einsatz.....	50
Dozenten im Einsatz.....	54

Teilnehmer

Maurus Adam

Patrick Ahlers

Marina Brinkmann

Tom Kaltofen

Saskia Köhler

Matthias Leck

Marlene Perschl

Christopher Pötzl

Maren Schröpfer

Stephan Strube

Anna Wittenborn

Sebastian Zeman-Kunert

Max Zeuner

Gerrit Zöllner

Julia Riegel

Prof. Bernd Lammerer

Prof. Siegfried Siegesmund

Karla Jazmín Herrera Rico

Irene Gpe. Pérez Casillas

María Rubí González Iracheta

Karina Narváez Rodríguez

Alfredo Apolo Espinosa Velázquez

Carolina Almaraz Martínez

Ezequiel Hernández Balderas

Ludwig-Maximilians-Universität München

Georg-August-Universität Göttingen

Gastführer:

Dr. Rubén Alfonso López Doncel

Dr. José Rafael Barboza-Gudiño

Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández

Dr. Jorge Aranda Gómez

Dr. Pedro Corona Chavez

MSc. Susana Osorio Ocampo

Dr. Peter Schaaf

Dr. Gerardo J. Aguirre-Díaz

Universidad Autónoma de San Luis Potosí

Universidad Autónoma de San Luis Potosí

Universidad Autónoma de Nuevo León

Universidad Nacional Autónoma de Mexico

Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo

Universidad Nacional Autónoma de Mexico

Universidad Nacional Autónoma de Mexico

Universidad Nacional Autónoma de Mexico

02.03.2016 – Bienvenidos a San Luis Potosí

Protokoll: Maurus Adam

Am ersten gemeinsamen Tag in der Stadt im Gebirgsgürtel der Sierra Madre Oriental statteten wir zuerst den Kollegen in Mexiko an der Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP) einen Besuch ab. Das Instituto de Geología hat seinen Sitz in einem schönen, neuen Gebäude am Eingang des Campus. Die Inneneinrichtung passt zur Wissenschaft: Neben den klassischen Ausstellungstücken wie Fossilien, darunter Ammoniten mit ca. 75 cm Durchmesser, und den obligatorischen Mineralen, zeigt eine etwa 2 m hohe, dunkle Holztafel die Schichtsäule in San Luis Potosí, also die Gesteinsabfolge im Untergrund der Stadt. Professor Bernd Lammerer als Münchener Ehrengast und Experte für die Alpen hielt einen sehr gut besuchten Vortrag über die Geologie und Geophysik der europäischen Alpen. Dabei ließ er seine weltumfassende Erfahrung spielen und zog immer wieder Vergleiche zu Bereichen des Gebirgsgürtels von Europa bis Zentralasien, aber auch zur Geologie von Mexiko.



Abbildung 1: Fossil eines *PachydisAcus spec.* mit Maßstab

Danach teilte die Gruppe sich, ein Teil besichtigte einen Park, ein anderer die Altstadt mit ihren Kirchen und dem Rathaus im Kolonialstil. Die Zahl der Kirchen ist hoch in dieser Stadt, was nicht nur der starken katholischen Kirche in Mexiko geschuldet ist, San Luis Potosí ist auch ein Erzbistum. Am späten Nachmittag machten sich die sieben Stunden Zeitverschiebung bemerkbar – einige hatten mit ihrem Jetlag zu kämpfen.

03.03.2016 – Erster Tag im Gelände

Protokoll: Maurus Adam

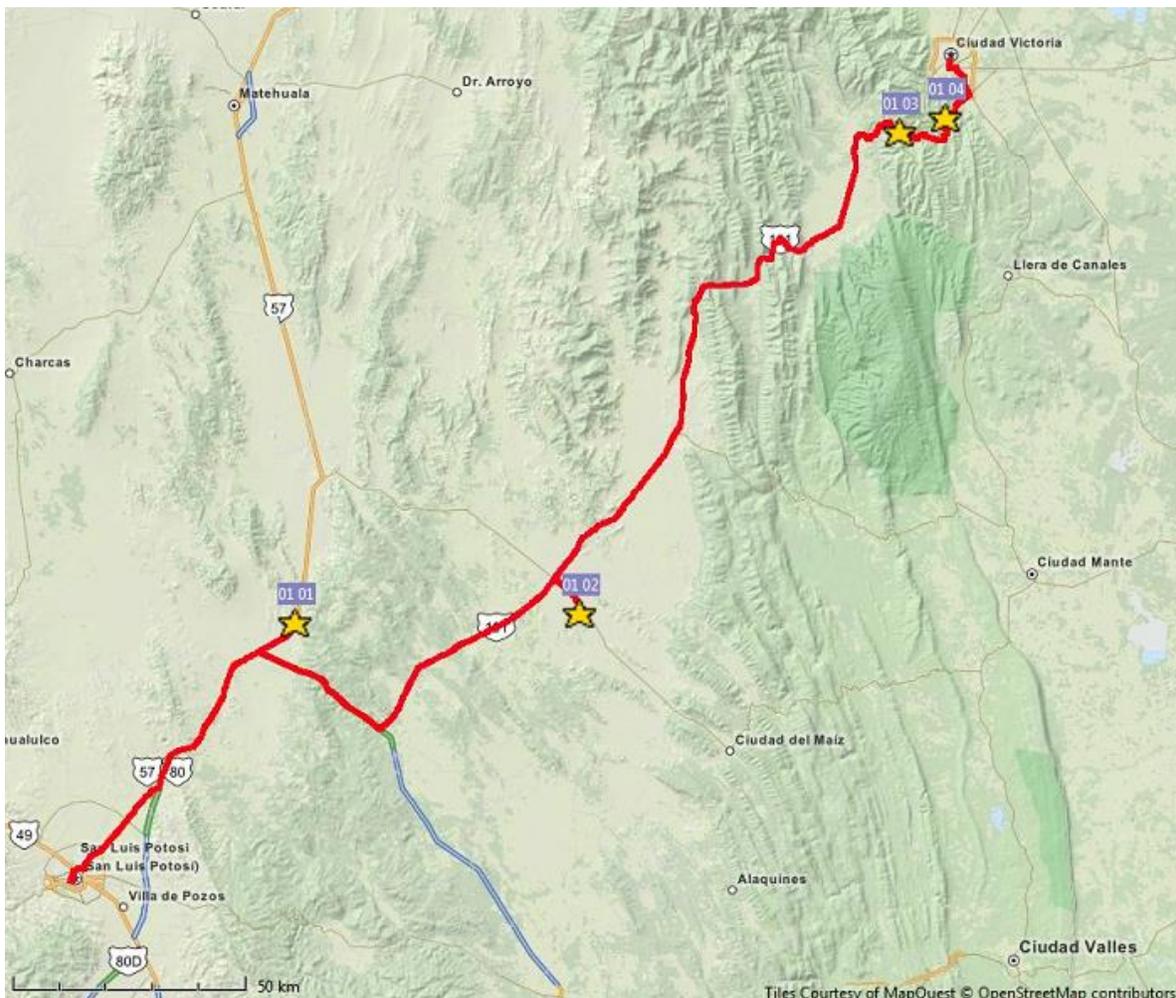


Abbildung 2: Haltepunkte des Tages, Ablauf in NE-Richtung

1. Stopp: Die San Luis Potosí Plattform

Die Bildung der Plattform wurde in einem Vortrag besprochen. Ihre Entstehung begann im Barremium in der unteren Kreide. Nach dem Aufbrechen des Superkontinentes Pangäa entstanden in dem extensiven tektonischen Regime Horst- und Grabenstrukturen. Die Gräben wurden überflutet, die gehobenen Horste blieben anfangs subaerisch. Etwa 200 mal 300 km des kristallinen Basements wurden erst im Abt flach überflutet, wobei sich Evaporite bildeten. Im Westen befand sich ein tieferes Becken, dort wurden pelagische Sedimente abgelagert. Mit dem Anstieg des Wassers konnten sich am Rand der Plattform Rudistenriffe bilden, die nach Westen zum Becken hinwuchsen, womit sich auch die Plattform nach Westen vorbaute.

Rudisten (Abb. 3) sind kreidezeitliche Muscheln, die zu dieser Zeit als Riffbildner aktiv waren. Sie finden sich auch in dem matrixreichen Kalk dieses Aufschlusses. Die Rudisten sind hier sehr groß und haben eine dicke Schale ausgebildet, was anzeigt, dass hier die Randfazies des Riffes aufgeschlossen ist. Eine dicke Schale verweist auf ein hochenergetisches Milieu.



Abbildung 3: Anschnitt durch einen Rudisten im El Abra Kalkstein

Das Gestein hier gehört zur El Abra Formation. Einige Kilometer nach Westen würden sich die für die Erdölprospektion interessanten Brekzien des Plattformhanges finden. Die Sedimentauflast reaktivierte die Grabenstörungen. Auf dem weiter herausgehobenen Block bildete sich so die bis zu 4000 m mächtige El Abra Formation, flachmarine Kalke. Die Gesteine der Plattform, der Riffe, des Hanges mit seinen Brekzien und des Beckens verzahnen sich ineinander. Dieses System war etwa 20 Ma lang stabil.

2. Stopp: Der El Tepeyac Vulkan

An diesem Aufschluss sind junge Vulkanite, etwa 0,5–1 Ma alt, aufgeschlossen. Das Gestein ist dunkel und hochporös, Olivin und Plagioklas sind erkennbar. In den Basalten befinden sich Fremdgesteinseinschlüsse aus der unteren, präkambrischen Kruste. Die Basalte sind erstarrte Lavaflüsse, die vom Vulkan ausgehend einen Kreis mit 8-10 km Durchmesser bedecken. Dieser Intraplatten - Vulkanismus steht möglicherweise im Zusammenhang mit regionalen Störungen. Diese Theorie wird gestützt durch die seismische Aktivität in der Region. Die Lineationen streichen NW-SE und WNW-ESE. Der hier sichtbare Zustand ist vielleicht der Beginn eines Schildvulkanes auf der San Luis Potosí Plattform.

3. Stopp: Das Valle Huizachal

Entlang dieses Weges ist das Mesozoikum der Sierra Madre Oriental aufgeschlossen. Die Huizachalgruppe, früher als „Redbeds“ bezeichnet, besteht aus 3 Sequenzen. Die Basis bildet die spät-triassische El Alamar Formation mit ihren fluvialen Ablagerungen. Darauf liegt die La Boca Formation aus dem frühen Jura, die diskordant von der mittel-jurassischen La Joya Formation überlagert wird. Diese Gruppe wird interpretiert als Ablagerungen in einem Back-arc-Becken zur pazifischen Subduktion. In diese Gruppe sind Vulkanite des Nazas Vulkangürtels eingeschaltet.

Dies ist am ersten Halt entlang der Straße sichtbar: Ein saurer Vulkanit, ein Rhyodazit, ist als Lavadom in das Sedimentpaket eingedrungen. Darauf weist die Orientierung seines Lagenbaus hin. Das Gestein wurde auf 186 Ma datiert. Der nächste Aufschluss zeigt die vitrophyrische Randfazies eines solchen Domes. Das Gestein ist mit Malachit vererzt. Auch der nächste Aufschluss zeigt Vulkanite: Ein unterjurassischer, feinkörniger und dichter Andesit liegt schichtkonform in der La Boca Formation. Die Redbeds sind in die Lava eingewickelt, was anzeigt, dass das Sediment noch nicht ganz verfestigt war. Der nächste Aufschluss am Dorf La Joya Verde ist die Typlokalität der La Joya Formation. Die nachfolgende Abb. zeigt den Blick auf den Aufschluss.

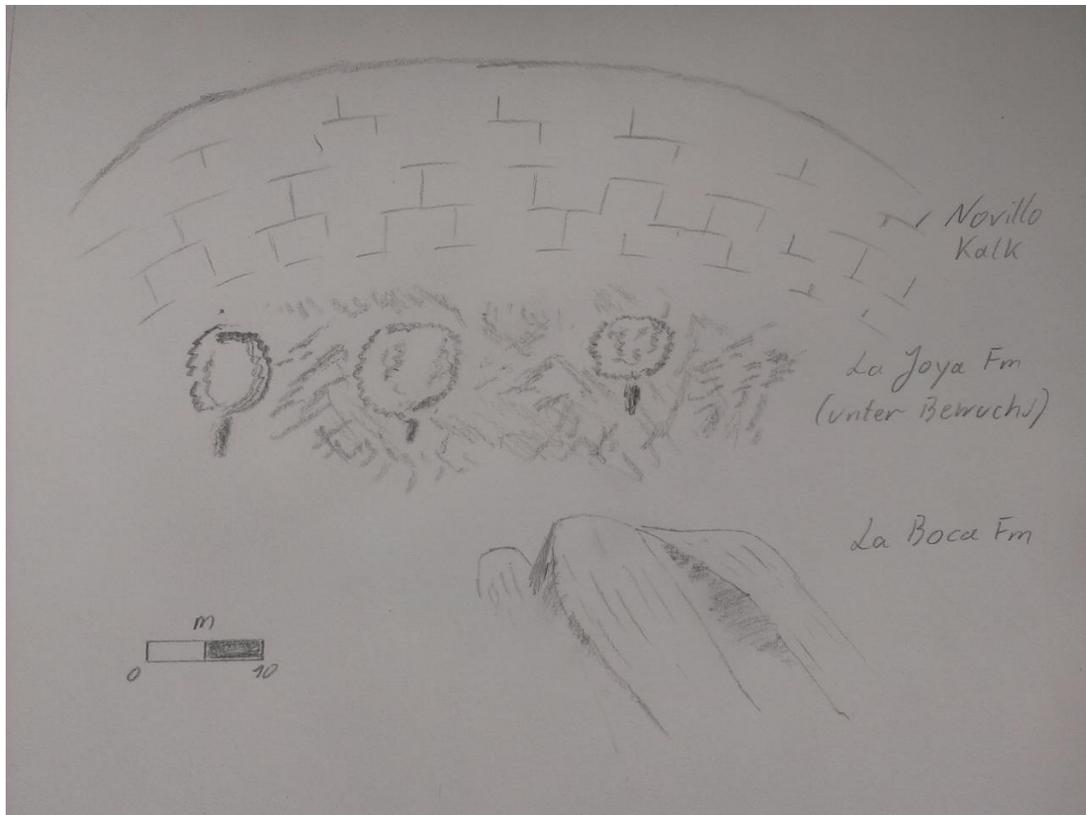


Abbildung 4: Blick auf den Hügel bei La Joya Verde

Die Huizachalgruppe wird von der Zuloagagruppe überlagert, die hier aus den Novillo Kalken und Gipsen der Olvillo Formation besteht. Sie wird von den für die Edölförderung wichtigen Schiefen und Kalken der La Casita Formation überlagert. Die Fazies der Zuloagagruppe ändert sich im W-E-Profil.

4. Strukturen in der Sierra Madre Oriental

Der Gebirgsgürtel der Sierra Madre Oriental ist ein Falten – und Überschiebungsgürtel. Entlang der Straße nach Ciudad Victoria sind die typischen Strukturen aufgeschlossen.

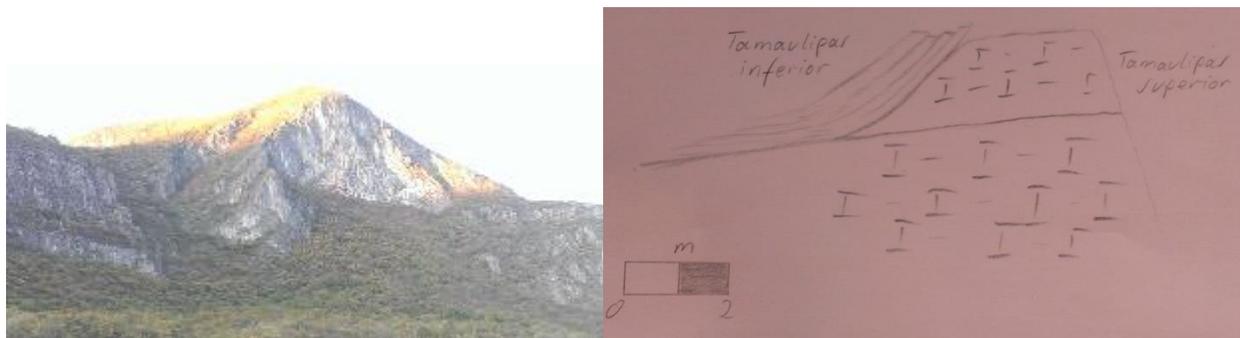


Abbildung 5: Falte in mesozoischem Kalkstein (links); Überschiebung in den Tamaulipas-Kalken (rechts)

04.03.2016 – Peregrina Canyon

Protokoll: Patrick Ahlers

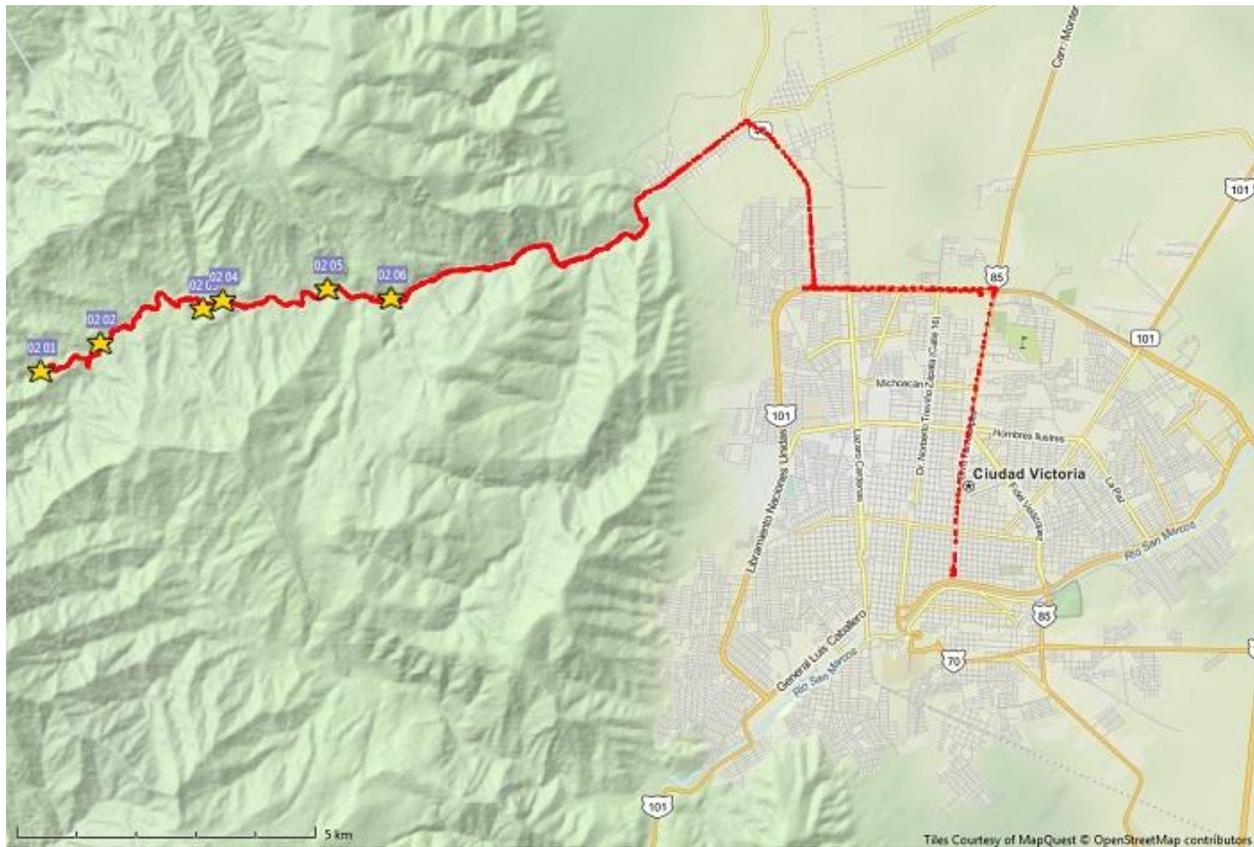


Abbildung 6: Haltestellen im Peregrina Canyon

Nach einem ausgiebigen Frühstück und einer heißen Tasse Kaffee, verließ die Exkursionsgruppe gegen 09:00 Uhr Ciudad Victoria, um sich im westlich gelegenen Peregrina Canyon mit Dr. Juan Alonso Ramírez und Ing. Eduardo Alemán Gallardo zu treffen. Ziel des heutigen Exkursionstages war es, den Studenten die Lithologie des prä-mesozoischen Basements und des Huizachal-Peregrina Anticlinoriums näher zu erörtern. Lithologisch können vier große Hauptkomplexe anhand ihres Alters, Magmatismus und der metamorphen Überprägung unterschieden werden: 1) Novillo Gneis Komplex, 2) Granjeno Schiefer Komplex, 3) Peregrina Tonalit, 4) Paläozoische Sedimente.

Stopp 1: Granjeno Schiefer und Peregrina Tonalit, Vorträge der Studenten (23° 76' 0892" N, -99° 29' 4072" E)

Der erste Stopp des Tages begann nach abenteuerlicher Fahrt entlang einer engen Bergstrasse mit zwei Vorträgen zur Geologie Nord-Mexikos (1. Der Novillo Gneis als Teil der Grenville-Orogenese in Mexiko, 2. Die Ouachita-Marathon Orogenese). Danach erklärte Dr. Ramírez den Studenten den generellen geologischen Aufbau der Region. Im Anschluss erfolgte eine Besprechung der anstehenden Lithologien am Kontakt zwischen Granjeno-Schiefer und Peregrina Tonalit.

Bei dem Granjeno-Schiefer handelt es sich um einen vulkano-sedimentären Komplex früh – silurischen Alters (jüngste detritische Zirkone 435 Ma), in dem hauptsächlich Sand und Tonschiefer dominieren, die

unter grünschiefer-faziellen Bedingungen vor etwa 300 Ma (spätes Karbon) metamorph überprägt wurden. Die Quelle des Sedimentes lag vermutlich im Bereich der Peri-Gondwana-Fragmente, auf den sogenannten Oaxaqui-, Yucatán- und Florida-Blöcken. Darauf deuten die detritischen Zirkon-Populationen hin. Die metamorphe Überprägung ist auf einen Subduktionskeil an Gondwanas Kontinentalrand zurückzuführen. Innerhalb des Schiefers können zudem Körper aus Serpentinit gefunden werden, die auf ehemalige ozeanische Kruste hindeuten.

Der Peregrina Tonalit weist ein spät-ordovizisches Alter (~448 Ma, datiert an Zirkonen) auf und tritt mit tektonischen Kontakten zwischen dem Novillo Gneis und dem Granjeno-Schiefer auf. Zu Letzterem schien im von uns besichtigten Aufschluss jedoch ein intrusiver Kontakt zu bestehen, was aber zu Alterskonflikten führen würde. Dieser sehr helle „Tonalit“ ist geochemisch eigentlich eher ein „Plagiogranit“, der eine Island-Arc Signatur aufweist. Er könnte also durch Aufschmelzen von ehemaligen ophiolithischen Gabbros in einer ozeanischen Lithosphäre entstanden sein.

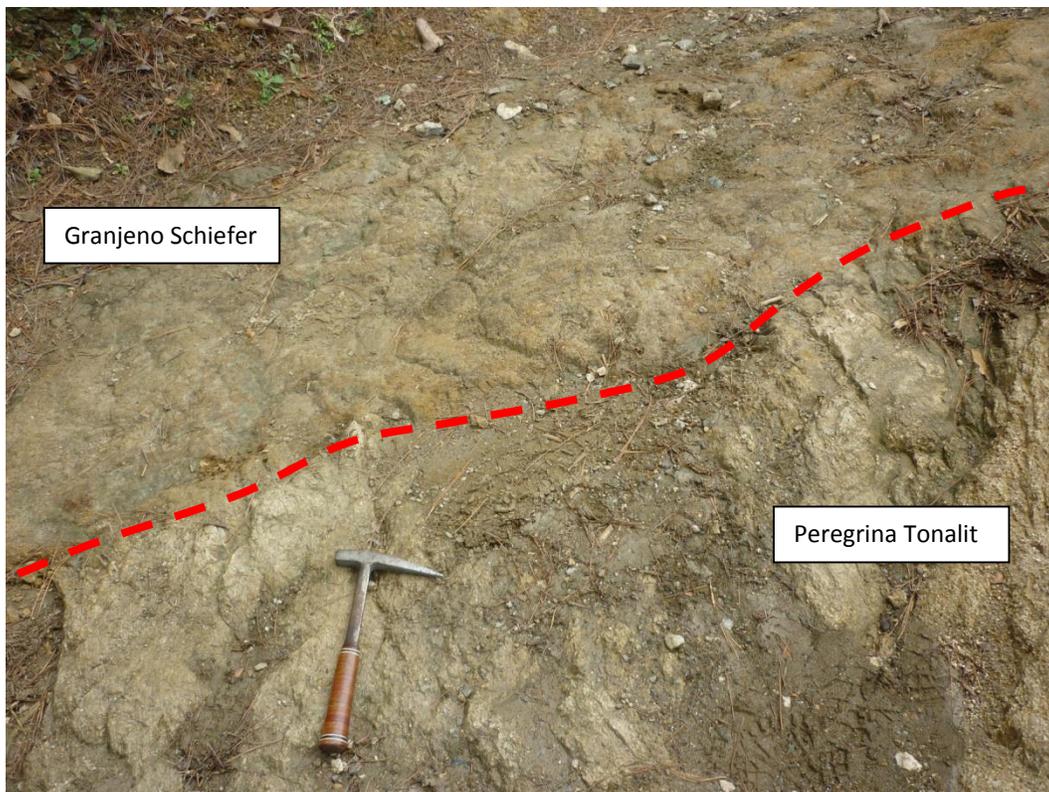


Abbildung 7: Kontaktbereich zwischen Granjeno Schiefer und Peregrina Tonalit

Stopp 2: Novillo Gneis (23° 76' 5030'' N, -99° 28' 4279'' E)

Der Novillo Gneis ist mit einem ungefähren Alter von 1 Ga, das älteste Gestein in Nord-Mexiko. Er wird als Teil des Grenville-Orogen-Gürtels und des Oaxaquia-Mikrokontinentes interpretiert, der aus prämetamorphen und postmetamorphen Gesteinen aufgebaut ist. Vereinzelt treten Paragneise und deformierter Marmor auf. Neueren Untersuchungen zufolge entstand der Gneis-Komplex bei der Bildung des hypothetischen Superkontinentes Rodinia durch den Drift Amazonias (später Südamerika) unter granulitfaziellen Metamorphosebedingungen. Neben Granat (Almandin) und Orthopyroxen sind auch retrograd gebildete Minerale wie Amphibole und Chlorit zu finden. Des Weiteren konnten

trachyandesitische Gänge im Gneis gefunden werden, die nicht mit überprägt wurden und demzufolge jüngeren Alters sind. Insgesamt bildet der Novillo Gneis ein etwa 10 km langes Band im Kartenbild aus.



Abbildung 8: Novillo Gneis mit trachyandesitischem Gang (Tr) (grünlich-graues Gestein auf der rechten Seite des Bildes)

Stopp 3: Forsterit-Marmor (Kalksilikatfels) (23° 77' 0284'' N, -99° 26' 7422'' E)

Der dritte Stopp des Exkursionstages lag nahe der Ruine eines Hauses, im Eingangsbereich einer kleinen Höhle. Dr. Ramírez zeigte ein kleines isoliertes Vorkommen von Forsterit-Marmor, der seine grünliche Färbung den Mineralen Forsterit (Magnesium-Olivin), Diopsid, Epidot, Chlorit und Klinozoisit verdankt. Daneben kommen größere Blättchen von braunem Phlogopit (Mg-Biotit) vor. Weiterhin erklärte Dr. Ramírez, dass der Forsterit-Marmor eine retrograde Umwandlung erfahren hat, bei der Chlorit, Epidot etc. gebildet wurden.

Stopp 4: Basement mit paläozoischen Sequenzen (23° 77' 1548'' N, -99° 26' 4134'' E)

In Aufschluss 4 konnte das paläozoische Basement beobachtet werden. Insgesamt können fünf verschiedene Formationen unterschieden werden, die stark deformiert, aber nicht metamorph überprägt wurden. Tektonisch gesehen befand sich der Aufschluss im Kern einer Sattelstruktur, die am Verlauf der Schichten erahnt werden konnte. Laut Dr. Ramírez handelt es sich bei den fünf Formationen um eine inkomplette Ablagerungsabfolge. Über den Gneisen lagerten sich Kalksteine (Cañón de Caballeros-Fm.) des Silurs ab, die zahlreiche Trilobiten und Brachiopoden enthalten. Diese Fossilien können mit Arten korreliert werden, die zum damaligen Zeitpunkt in Venezuela auftraten. Die Ablagerungen des Kambriums, Ordoviziums und Devons fehlen vollständig. Darüber folgt die Vicente Guerrero-Fm., bestehend aus unterkarbonen Tonschiefern und Sandsteinen. Darüber folgt der Rhyolith-Körper der Aserrad Ero-Fm. Eine genauere Datierung der Ablagerungen ist nicht möglich, da keine Zirkone erhalten sind. Im Hangenden folgt, aufgrund einer Störung, die permische Guacamaya-Fm. Die Mächtigkeit der Formation ist wegen einer starken Faltung nicht präzise bestimmbar. Es werden in etwa 1000 m Schichtmächtigkeit angenommen. Den Abschluss bildet die Huizachal-Fm. als jüngste Einheit.



Abbildung 9: Sandsteine der Guacamaya-Fm., deutlich zu erkennen ist eine Kieslinse, die innerhalb der Formation häufig vorkommt

Stopp 5: Paläozoische Sequenz, jüngste Formation (23° 77′ 3240″ N, -99° 24′ 7062″ E)

Der vorletzte Stopp zeigte eine genauere Betrachtung der Guacamaya-Fm. Hierbei handelt es sich um einen Flysch aus dem Perm, der aus fein- bis groblaminieren Sandsteinen aufgebaut ist, zwischen denen Tonsteinlagen eingeschaltet sind. Die Abfolge aus Sand- und Tonsteinlagen wiederholt sich zyklisch und in den Turbiditen können Bouma-Sequenzen erahnt werden. Insgesamt weist die Schicht hier eine Mächtigkeit von 800 m auf. Eine metamorphe Überprägung hat nicht stattgefunden. Neben Feldspat- und Quarzklasten, können auch vulkanische Bruchstücke gefunden werden, die auf einen Ablagerungsraum an einer Subduktionszone hindeuten. Die Breite des ehemaligen ozeanischen Beckens ist dennoch unklar. Allerdings wird von einer Bildung des Beckens während der Ouachita-Marathon Orogenese ausgegangen.

Stopp 6: Diskordanz zwischen La Boca-Fm. und La Joya-Fm. (23° 77′ 1801″ N, -99° 23′ 6434″ E)

Den Abschluss des Exkursionstages bildete die aufgeschlossene Diskordanz zwischen der La Boca-Fm. (Unter Jura) und der darüber liegenden La Joya-Fm. (Mittel Jura). Die Schichtung der La Boca-Fm. (Red beds) fällt steil ein und zeigt eine Verzahnung mit Vulkaniten des unterjurassischen Nassas-Arcs. Vermutlich kann die vorliegende Diskordanz als sogenannte „Break-Up-Diskordanz“ gedeutet werden, die sich bei der Rift-Öffnung ausbildete. Weiterhin zeigen fehlende Gneis-Klasten, dass das Grundgebirge während der Ausbildung der Diskordanz noch nicht aufgeschlossen war.

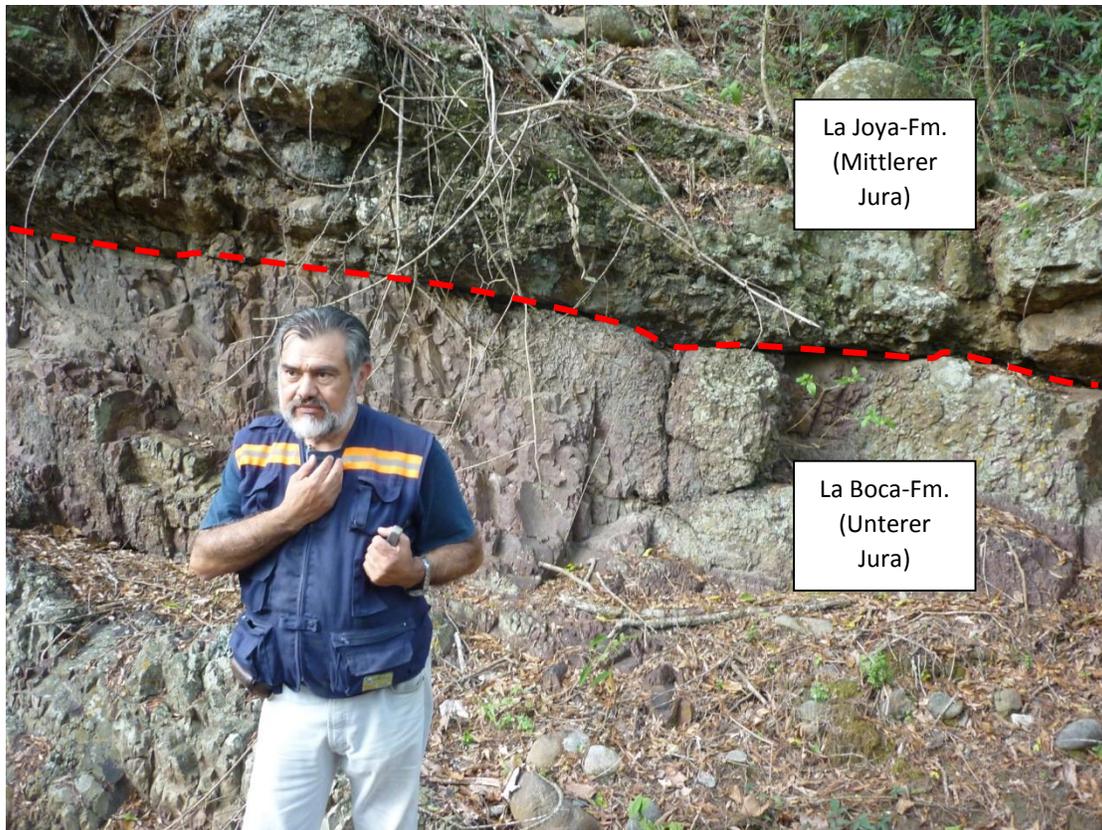


Abbildung 10: Diskordanz (rot gestrichelt) zwischen der La Boca-Fm. und der La Joya-Fm.

Nachdem sich die Exkursionsgruppe herzlich bei Dr. Ramírez und seinem Kollegen für den aufschlussreichen Exkursionstag bedankt hatte, ging es zurück nach Ciudad Victoria, wo wir einen eindrucklichen Polizei-Einsatz nach einer Schießerei passierten.

05.03.2016 – Santa Rosa Canyon

Protokoll: Marina Brinkmann



Abbildung 11: Haltestellen im Santa Rosa Canyon

Am dritten Tag der Exkursion wurde ein weiteres Profil durch die Sierra Madre Oriental durchfahren. Die Aufschlüsse liegen im Santa Rosa Canyon, welcher etwa 20 km WSW' von Linares beginnt. Der Canyon verläuft etwa von Ost nach West. Der Exkursionstag wurde durch die Vorträge von Saskia Köhler („Allgemeine Geologie von Mexiko“) und Maurus Adam („Laramische Orogenese“) eingeleitet.

Haltepunkt 1 (03 01): Santa Rosa Canyon

Der erste Aufschluss befindet sich an der Front der Sierra Madre Oriental, einem Gebirgsgürtel, der durch Faltung und Überschiebungen geprägt ist. In der nachfolgenden Abbildung mit den mesozoischen Sedimenten sind beispielsweise durch Faltung steil gestellte Sedimente zu sehen. Die einzelnen Formationen, die im Santa Rosa Canyon aufgeschlossen sind, gleichen denen im Peregrina Canyon, sind aber nicht vollkommen identisch. Die vollständige Abfolge der Einheiten ist der nachfolgenden Skizze zu entnehmen.

Typisch für den Santa Rosa Canyon ist ein spät-paläozoischer Schiefer, der sogenannte „Aramberri-Schiefer“. Die diskordant auflagernden spät-triassischen und früh-jurassischen Vulkanite und Redbeds sind

in diesem Teil der Sierra Madre Oriental von deutlich geringerer Mächtigkeit, als im südlichen Profil durch den Peregrina Canyon. Die triassischen Sedimente bilden hier eine eigene Einheit, sie werden nicht der La Boca Formation zugeordnet. Des Weiteren liegen die triassischen Sedimente des Aramberri-Gebirges tektonisch über den jurassischen Sedimenten. Die Überschiebung fand bereits im Jura statt.

Im Santa Rosa Canyon wird die La Joya Formation nicht von Kalken überlagert, sondern von der sogenannten „Minas Viejas“. Diese setzt sich aus stark alterierten, circa 140 Ma alten Tuffen und dünnen vulkanischen Lagen zusammen. Die Basis der La Joya Formation ist hier mehr oder weniger kontinental, teilweise sind schon mergelige und tonige Bereiche vorhanden. Daraus folgt, dass ein Teil der Redbeds bereits marinem Einfluss unterlag. In einer Profilskizze kann man erkennen, dass die Vergenz der Falten in dieser Transsektion nach Osten zunimmt.

Haltepunkt 2 (03 02): Cuesta del Cura

An diesem Haltepunkt sind Sedimente der Ober-Kreide (Cenoman) aufgeschlossen, welche Styrolithe auf ihren Schichtflächen tragen und ost-vergente Großfalten aufweisen. Auffällig sind zudem parasitäre Chevron-Falten innerhalb dieser Großfalten.

Haltepunkt 3 (03 03): Mittagspause und Ammoniten sammeln in der La Cassita Formation

Es wurde eine kurze Mittagspause eingelegt. Hier hatten die Studenten die Möglichkeit am Mittagsplatz, der an einem Aufschluss der spät-jurassischen La Cassita Formation gelegen ist, nach Ammoniten und anderen fossilen Überresten zu suchen.

Haltepunkt 4 (03 04): Triassische Sandsteine der El Alamar Formation

Am letzten Aufschluss dieses Tages wurden die Ablagerungen eines großen anastomisierenden Flusses („Zopffluss“) betrachtet. Neben gelben Sandsteinen, die durch Schrägschichtung und dem Vorkommen verschiedener Pflanzenfossilien (z.B. Neo-Calamities) geprägt waren, kamen auch Tonsteine der Überflutungsbereiche vor.

Vermutlich lag das große Flusssystem, das diese Ablagerungen hervorbrachte, am südlichen Rand Pangäas. Die Delta-Sedimente, die Sandsteine sowie der submarine Fächer, der diesem System zugeordnet wird, zeigen die gleiche Provenienz: Alle Sedimente stammen aus der Potosi Formation.



Abbildung 12: Gefaltete mesozoische Sedimente



Abbildung 13: Lithologische Abfolge im Santa Rosa Canyon; Links die allgemeine Abfolge der Sierra Madre Oriental; Rechts die Abfolge im Santa Rosa Canyon.

Sierra Potosi

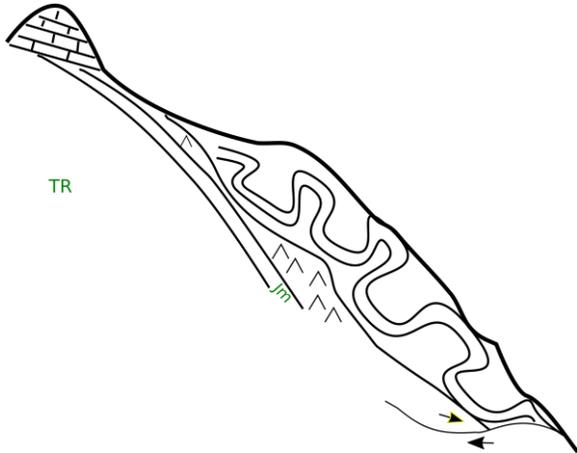


Abbildung 14: Profil des Santa Rosa Canyons: TR entspricht der El Alamar Formation, Jm der La Joya Formation



Abbildung 15: Cuesta del Cura: Parasitäre Falten



Abbildung 16: Fossilien-Sammeln in der La Cassita Formation



Abbildung 17: Fossilien-Sammeln in der La Cassita Formation



Abbildung 18: Diskordanz und Schrägschichtung in den Sandsteinen der El Alamar Formation



Abbildung 19: Neo-Calamites in den Sandsteinen der El Alamar Formation

06.03.2016 – Real de Catorce

Protokoll: Saskia Köhler



Abbildung 20: Haltestellen auf dem Weg nach Real de Catorce

Am vierten Gelände-Tag sind wir in der Sierra de Catorce am Westrand der Sierra Madre Oriental (SMO) unterwegs. Die Sierra ist Teil des SMO-fold-and-thrust belts, der hier aber von von einer späteren Extensionstektonik überlagert wird. Es findet sich eine asymmetrische Horst-Graben-Struktur mit einer großen, dominanten Abschiebung gegen das Becken im Westen und mehreren kleinen Störungen. Radial ums Becken finden sich zahlreiche intrusive Dikes im Alter von 48 – 35 Ma. Dies wird als Indiz dafür gewertet, dass es sich bei dem Becken selbst ebenfalls einst um einen nun stark verwitterten Intrusivkörper gehandelt hat. Hierfür gibt es allerdings kaum weitere Informationen durch das Fehlen von Bohrungen und nur wenigen Aufschlüssen im geringmächtigen Alluvium. Auch gibt es keine Störung, die eine Senkung des Körpers anzeigt.

Bei den Intrusiva herrschen Quarz-Monzonite vor. Die Gänge sind nicht verformt worden, was bedeutet, dass die Deformationsfront vor 30 Ma schon weiter nach E vorgedrungen war.

Innerhalb des Beckens stößt man auf jurassische Sedimente mit Kalkstein der Zuloaga-Formation. In den Randbereichen befindet sich eine känozoische Beckenfüllung. Im W lagerten sich während der Trias

marine Sedimente ab. Im Zusammenhang mit der Verlagerung der Deformationsfront liegt hier die einstige Deltafront auf Turbiditen.

Seit dem Jahr 1750 existieren Minen zum Abbau von Silber und Antimon in den Zuloaga-Kalken. Die Vererzung ist schlecht datiert, ist aber vermutlich in hydrothermalen Zusammenhang mit der Intrusion der Quarz-Monzonite zu setzen.

Der erste Haltepunkt des vierten Tages befindet sich an einer langen Straße, die an der Bergwand entlang bis zum Tunnel nach Real de Catorce führt. Der Tag wird eröffnet durch Vorträge von Maren Schröpfer (Öffnung des Golfs von Mexiko) und Stefan Strube (Becken und Plattformen des Mesozoikums in Mexiko).

Anschließend befassten wir uns mit dem Straßenprofil des oberen Jura. Prof. Lammerer stellte dankenswerterweise seine Skizze des Aufschlusses für diesen Bericht zur Verfügung.

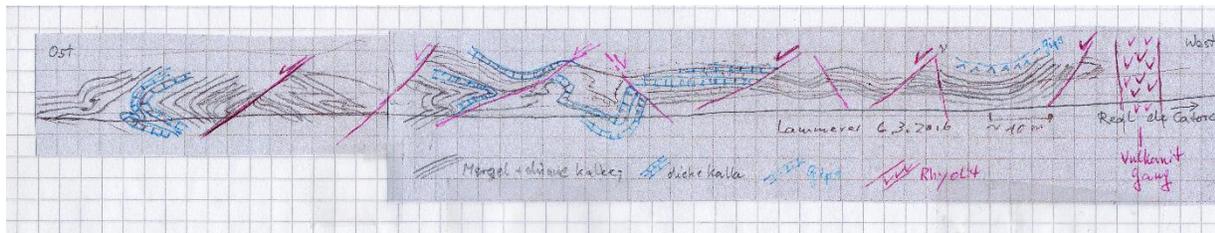


Abbildung 21: Feldbuchskizze des Straßenprofils in der Sierra Madre (Bernd Lammerer); Rechts in der Skizze ist die undeformierte Monzonitintrusion dargestellt

Im Profil zeigt sich eine Wechsellagerung von teils sehr komplex gefalteten, rötlichen, mergeligen Kalksteinen, Mergeln und massigen Kalken. Im gesamten Bereich zeigt sich eine Horst-Grabenstruktur, welche die Faltung überprägt und die Folge einer eozänen Extensionsphase ist. Da die Kompressionstektonik hier nur einen geringen Anteil hat, ist syndimentäre submarine Rutschfaltung denkbar.

Es sind einige Calcit-Adern sowie Harnische zu beobachten. Verfolgt man das Profil weiter in Richtung Westen, so stößt man auf einen Monzonitgang, der die deformierten Schichten durchschlägt, ohne selbst Deformation erfahren zu haben.

Nachdem wir uns eingehend mit diesem Aufschluss befasst hatten, ging es mit der Durchquerung eines Tunnels, der das Produkt zweier „Minengänge“ ist, weiter in die mit 2800m recht hoch gelegenen Minenstadt Real de Catorce. Hinter der touristischen Stadt legten wir ein kleines Stück zu Fuß zurück, um unseren zweiten Haltepunkt zu erreichen.

An diesem zweiten Haltepunkt stehen Konglomerate der La Joya-Formation an, mit teils vulkanischen aber auch Sand- und Silt-Komponenten. Die vulkanischen Komponenten lassen sich auf Alter zwischen 195 und 144 Ma datieren. Nicht alle Komponenten weisen ein gute Rundung auf. Das Ablagerungsalter der Konglomerate liegt bei etwa 166 Ma (mittlerer Jura).

Über der grobkörnigen Basis der La Joya-Formation liegen grobe und feine Sandsteine, sowie Silt- und Tonstein. Dies lässt sich als Fining upward-Sequenz identifizieren, die Folge eines fluviatilen Ablagerungsmilieus ist.

In der Ferne lässt sich am Berghang eine Störung erkennen (s. nachfolgende Abb.), mit NNW-SSE-Streichen. Links dieser Störung erscheint das Gestein weiß. Uns wird berichtet, dass es sich um mylonitisierte Gesteine mit sigma-Klasten handelt.



Abbildung 22: Blick von Haltepunkt 2; Links der NNW-SSE streichenden Störung steht Mylonit an; Im Vordergrund die Kirche von Real de Catorce

Weiter den Weg entlang erreichen wir an einer steilen Kante unseren dritten und letzten Haltepunkt. Prof. Barboza Gudiño nutzt diesen Platz, um uns die Geschichte des Minenbesitzers zu erzählen, der die Kirche der Stadt Real de Catorce errichten ließ.

Ein Teil des uns dargebotenen Panoramas ist in der Skizze in Abb. 3 dargestellt. N von Catorce finden sich triassische Turbidite. Auch stehen die Zacateca- und Oaxita-Formationen an, die aus stark kompaktierten Sandsteinen aufgebaut sind. Darüber lagern Vulkanite des frühens Jura der Nazas-Formation.

Der Aussichtspunkt, auf dem wir uns befinden, befindet sich auf eben diesem Vulkanit. Nach N nimmt der Vulkanismus ab. Im Hangenden der Vulkanite stößt man auf Konglomerate und Sandsteine. Versetzt von der sichtbaren Störung liegen Konglomerate und Kalke der unteren Kreide, im Liegenden La Joya-Formation.



Abbildung 23: Foto der Originalskizze von Prof. Barboza; Gezeichnet am Aussichtspunkt, Haltepunkt 3; Rechts im Bild die Störung am Berg La Bufa

Die Nazas-Kalke (195 Ma) wurden überschoben.

Der geologische Part des Tages war hiermit beendet. Zurück bei den Autos verabschiedeten wir dankend Prof. Barboza Gudiño, der uns in den letzten Tagen im Gelände begleitet und geführt hat. Im Namen der gesamten Gruppe überreichte Herr Siegesmund eine Urkunde beider beteiligter Universitäten – von Prof. Dr. Barboza unterschrieben – und ein kleines Geschenk.

Nach dem Abschied bestand die nächste große Aufgabe darin, die großen Fahrzeuge durch die engen, steilen Gassen der Stadt zum Hotel zu lenken, wo wir dann ungewohnt früh unsere Zimmer beziehen konnten. Da für den Abend ein gemeinsames Grillen auf der Dachterrasse des Hotels geplant war, wurde also zunächst für dieses Event eingekauft. Ca. 5 kg Tomaten, 50 Avocados, 20 kg Fleisch, viel zu scharfe Habañeros, die einigen in böser Erinnerung bleiben sollten, Gurken, Paprika und was man sonst noch zum Grillen benötigt.

Zwischen Einkaufen, knüppeldickem Platzregen und den Vorbereitungen des Abendessens blieb sogar noch Zeit, die wunderschöne, charismatische Stadt zu besichtigen.

07.03.2016 – Kupfermine bei Matehuala

Protokoll: Matthias Leck

Auf dem Rückweg von Real de Catorce wurde eine Kupfermine der Negociación Minera Santa María de la Paz y Anexas besucht. Die Begrüßung erfolgte durch den leitenden Geologen José Manuel González Ochoa. Vor Ort werden zwei Kupferminen betrieben. Die Mina Cobriza liefert viel Kupfer, die Mina Dolores weist einen erhöhten Goldanteil auf. Bei den abgebauten Gesteinen handelt es sich um Kalkskarne, die zu einem verkaufsbereiten Pulver verarbeitet werden. Das Pulver enthält ca. 25% Kupfer, 15 g/t Gold und 500 g/t Silber und wird z.B. nach Peru, Korea oder in die Schweiz exportiert. Pro Tag werden ca. 9500 Tonnen Gestein abgebaut. Das Gestein enthält 0,97% Kupfer, 1,15 g/t Gold und 52 g/t Silber. Die Mine wurde erstmals 1770 entdeckt und ist seit 150 Jahren eine Privatmine im Familienbesitz. Seit 1992 wurden 31 Mio. Tonnen Gestein abgebaut. Man ist sich relativ sicher, dass die Mine noch weitere 20 Jahre Kupfer liefern wird. Nach der Einführung wurde die Gruppe mit Grubenhelmen ausgestattet und mit Pickups in die Mina Dolores gefahren. Nach einer 15-minütigen Fahrt wurde die Gruppe in einer Tiefe von 500 bis 600 Metern aus den Pickups gelassen. Die Straße hatte eine Steigung von 12-15% und führte direkt unter den Berg. Unten angekommen wurde man von Temperaturen um 40°C und einer 70%igen Luftfeuchtigkeit überrascht.

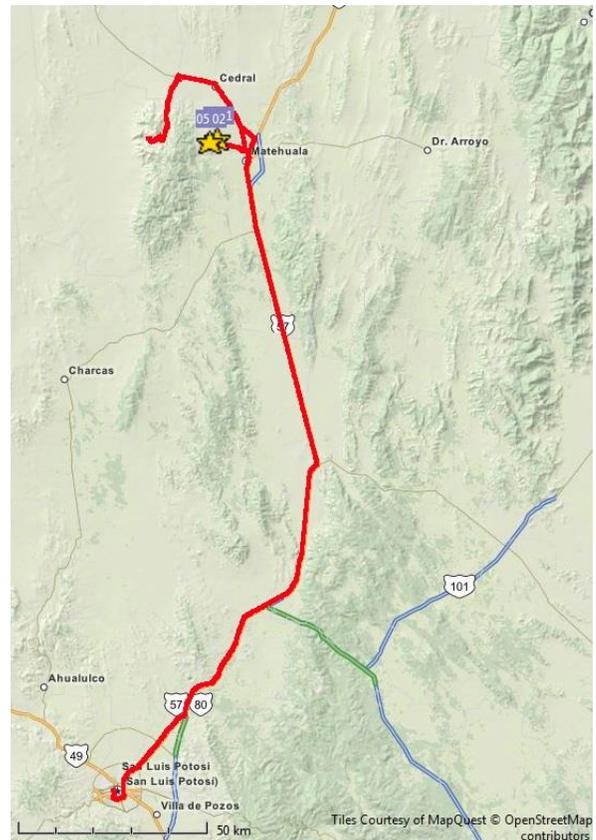


Abbildung 24: Besuch der Kupferminen bei Matehuala



Abbildung 25: Gruppenfoto in der Mina Dolores

Die Skarne sind als Cu-Au-Zn-Fe-Skarne zu bezeichnen. Skarne entstehen, wenn magmatische Intrusionen in Kalksteine intrudieren. Sie bilden die Übergangszone von der Intrusion zum Kalkstein. Das Alter der Intrusionen wurde mit der U/Pb-Methode auf 36/37 Mio Jahre datiert, das Abkühlalter wurde mit der K/Ar-Methode auf 27 Mio Jahre bestimmt. Die Pyroxene der Skarne sind größtenteils durch retrograde Alteration umgewandelt.

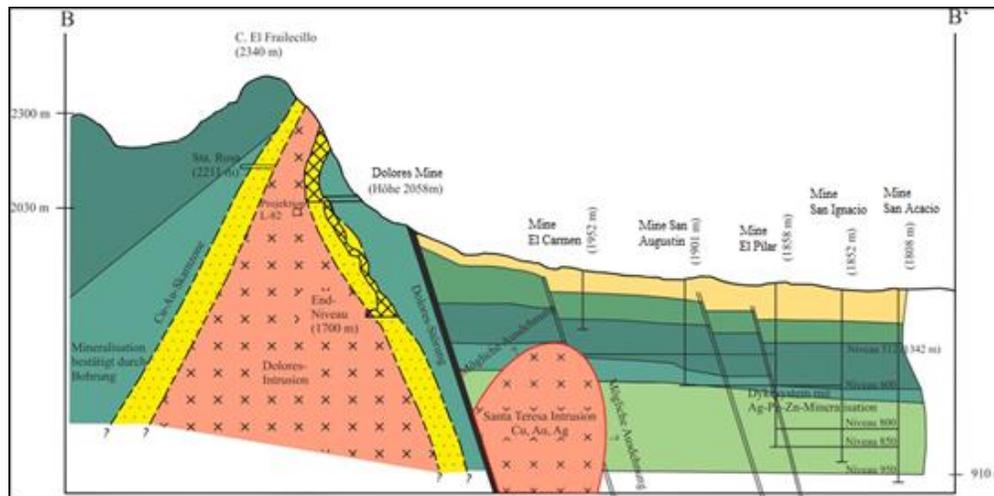


Abbildung 26: Geologische Situation nahe der Dolores-Störung

In der obigen Abbildung sieht man die geologische Situation der Region. Im Westen ist die Dolores-Intrusion in Kalksteine eingedrungen und bildet in der Übergangszone einen Saum aus Kalkskarnen (Cu-Au-Skarnezone). Der Abbaubereich der Mina Dolores ist mit schwarz gekreuzter Signatur gekennzeichnet. Im Osten liegt nach Osten einfallend die Dolores-Störung, die als große Abschiebung die umliegenden Kalksteine abscherte.

Am Ende des Tages wurde unweit der Mine die Dolores Störung angeschaut. Die Abschiebung zeigt gut ausgeprägte Harnischflächen. Die Harnischflächen des abgescherten Kalksteins bestehen zu großen Teilen aus Marmor mit einer kräftig roten Farbe.



Abbildung 27: Gruppenfoto an der Dolores Störung; Im Hintergrund sind gut ausgeprägte, rote Harnischflächen zu sehen

08.03.2016 – Sierra de Guanajuato

Protokoll: Marlene Perschl

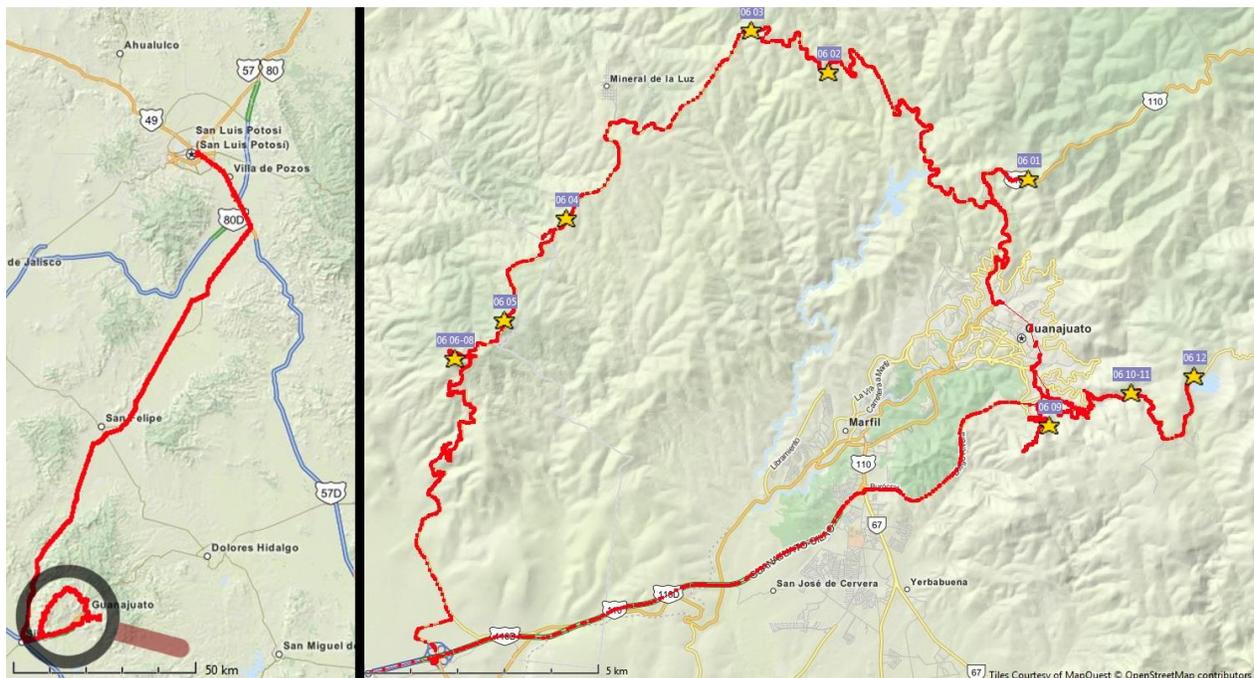


Abbildung 28: Haltepunkte um Sierra de Guanajuato

Am sechsten Tag der Exkursion in Mexiko, dem 08.03.2016, wurde die Gruppe von José Jorge Aranda-Gómez von der *Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de geociencias, Campus Juriquilla* in Querétaro durchs Gelände geführt. Thema des Tages waren die Geologie und Tektonik der südöstlichen *Sierra de Guanajuato*. Ausgangspunkt war die Stadt Guanajuato, die auf 2000 m über NN in Zentralmexiko liegt und Hauptstadt des gleichnamigen Bundesstaates ist.

Das *Sierra de Guanajuato* ist ein ca. 80 km langer, NW-SE-streichender Gebirgszug. Im Norden grenzt er an die Mesa Central, das zentrale Plateau von Mexiko, und im Südwesten wird es durch die *El Bajío*-Störung vom Transmexikanischen Vulkangürtel (TMVB) getrennt. Das Grundgebirge wird von mesozoischen Gesteinen und einem früh-Eozänen (51 Ma) Batholith aufgebaut. Als Protolithe kommen Plutone unterschiedlichen Alters, Dykes und submarine sedimentäre und vulkanische Gesteine vor. Der gesamte Komplex wurde grünschieferfaziell überprägt. Die vulkanisch-sedimentäre Einheit wurde im *Arperos Basin* abgelagert und besteht aus kalkreichen, geschieferten Sedimenten mit Einschaltungen von Chert. Das Becken wird als Backarc-Becken interpretiert. Die Gesteine plutonischen Ursprungs hingegen werden dem *Guanajuato Arc*, einem Inselbogen, der mit Nord-Amerika in Bezug steht, zugeordnet (Aufschlüsse 6.1, 6.2 und 6.3). Stratigraphisch wird diese Einheit von Wehrliten und Serpentiniten, Olivin-Klinopyroxeniten, Gabbros, Dioriten und Basalt aufgebaut. Diabatische Dykes kommen in der gesamten Einheit vor (nachfolgende Abbildung).



Abbildung 29: Dykes im Guanajuato Arc: Trondhjemit (helle Lagen) und Diabas (dunkle Lagen) im Wechsel (Aufschluss 6.3)

Durch eine Winkeldiskordanz vom Grundgebirge getrennt, liegt eine känozoische vulkanisch-sedimentäre Decke auf dem basalen Komplex. Im Hangenden der Diskordanz befindet sich das *Guanajuato Konglomerat* (Aufschluss 6.8 und 6.9; siehe nachfolgende Abb.). Innerhalb dieses Konglomerats finden sich Einschaltungen und Dykes von Andesit (Aufschluss 6.6). Ausnahme ist das *Guanajuato mining district*, welches von 1400-2000 m mächtigen red bed-Sequenzen innerhalb des Konglomerats aufgebaut wird und dem Vulkanismus im Oligozän zugeordnet wird. Daher ist Guanajuato bekannt für seine Minerallagerstätten und Silber- und Goldgewinnung, die seit 450 Jahren in der Region betrieben wird. Darauf folgt die *Losero Formation*, welche jedoch Mächtigkeiten von lediglich 0-50 m aufweist und daher nicht überall vorhanden ist. Dazu im Hangenden befindet sich die *Bufa Formation* (Aufschlüsse 6.9 und 6.10), die aus zum Teil grünlichen Ignimbriten besteht. Die nächstjüngere Einheit ist die *Calderones Formation*, die ebenfalls aus Ignimbriten (siehe nachfolgende Abb.) aufgebaut wird (Aufschluss 6.11). Im Hangenden dazu kommen Lavadecken und Lavadome vor, wie der *Peregrina Lavadome* sowie die *Cedro-* und die *Chichíndaro Formation*.



Abbildung 30: Rote Konglomerate der Guanajuato Konglomerate (Aufschluss 6.9; links); Grünliche Ignimbrite der Calderones Formation (Aufschluss 6.11; rechts)

09.03.2016 – Valle de Santiago Maare

Protokoll: Christopher Pötzl

Am zweiten Exkursionstag unter der Führung von Dr. José Jorge Aranda-Gómez wird der transmexikanische Vulkangürtel erreicht. Im Valle de Santiago (VS), welches im nördlichen Teil des Michoacán-Guanajuato volcanic field (MGFV) liegt, werden anhand der Rincón de Parangueo und La Alberca Maare die vulkanischen Charakteristika des VS veranschaulicht.

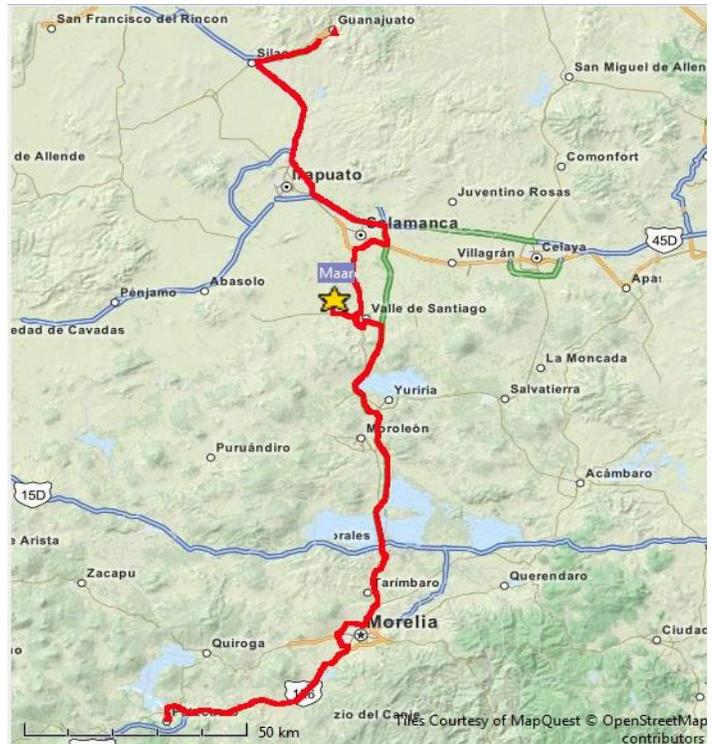


Abbildung 31: Haltestellen im transmexikanischen Vulkangürtel



Abbildung 32: Blick auf den nordöstlichen Teil des Kraters

Stopp 1: Blick auf den Südrand des Rincón de Parangueo (RdP)

Am ersten Stopp des Tages wird ein Überblick über den transmexikanischen Vulkangürtel sowie den Parangueo Vulkankomplex gegeben. Der Parangueo Vulkankomplex besteht aus mindestens sechs Vulkanen. Einer davon ist der Rincón de Parangueo. Der Santa Rosa Tuffring um den RdP ist auf 0.137 ± 0.09 Ma (Ar/Ar) datiert, der RdP somit < 0.137 Ma. Der Kratersee des Rincón de Parangueo schrumpft seit 1984 stetig und ist heute nahezu ausgetrocknet. Dafür verantwortlich ist eine Absenkung des Grundwasserspiegels, infolge von extensiver Landwirtschaft im Valle de Santiago. Das Wasser im Kratersee wird durch Evaporation alkalisch und salzreich.



Abbildung 33: Blick von der Kalkplattform nach Nordosten

Stopp 2: Rincón de Parangueo Maar

Ein etwa 400 m langer Tunnel, durch die Südflanke des Rincón de Parangueo, führt in dessen Krater. Hier wird der Großteil des Tages verbracht. Sehr auffällig sind die weißen Seesedimente aus Hydromagnesit an der Basis des Kraters. Nur im zentralen Teil des Kraters ist ein flacher See mit geringem Durchmesser verblieben. Daneben sind im Westteil des Kratersees einige Domstrukturen zu finden, die nachträgliche Magma-Injektionen anzeigen. Eine nahezu horizontale Kalkplattform aus Aragonit, Magnesit, Calcit und Dolomit zieht sich mit variabler Breite rings um den Kratersee. Sie wird aus rezent aktiven Stromatolithen aufgebaut und durch zwei Stufen von der ehemaligen Uferlinie und dem Kraterzentrum abgegrenzt. Hier können die Subsidenzvorgänge rezent beobachtet werden. Durch thermische Schrumpfung der Gesteine im Schlot und durch Sinken des Grundwasserspiegels sind die Störungen ständig in Bewegung. Digitale

Höhenmodelle zeigen einen Versatz von 60-100 cm/a! Das Entfernen des Wassers führt zu einer Kompaktion der Gesteine und somit zur post-eruptiven Subsidenz. Die subsidenzbezogene Deformation äußert sich in Kollapsstrukturen und listrischen Abschiebungen. Die Kalkplattform fällt mit 2-3° in Richtung Kraterzentrum ein. Hangrutschungen verursachen Extension in der Hauptstörungszone und somit uferparallele Risse. Im Nordwesten der Kalkplattform entwickelt sich das Störungssystem zwischen der äußeren und inneren Störungsstufe zu einer Grabenstruktur. Der Versatz der äußeren Stufe erreicht im Nordosten ein Maximum von 12 m. An der Südseite des Kraters sind durch Hangrutschungen Blöcke rotiert und eine Vielzahl von Fragmenten in das Sediment eingetragen.



Abbildung 34: *Rezente aktive Stromatolithen*

Im flachen Kratersee ist das Aufsteigen von Gasblasen zu beobachten. Diese sind vermutlich CO₂-reich und vulkanischen Ursprungs. Damit wird auch das Vorkommen von Trona, einem wasserhaltigem Natriumhydrogenkarbonat erklärt, welches als weiße Kruste rings um den Kratersee ausfällt. Im Südwestbereich des Kraters ist eine schlotartige Struktur an der Hauptstörungszone zu finden, die als ehemalige heiße Quelle interpretiert wird. Die Bildung der Kalkplattform steht vermutlich in engem Zusammenhang mit der Präsenz dieser heißen Quellen entlang des Kontakts vom Diatrem zum Nebengestein.

Stopp 3: La Alberca Maar

Der letzte Stopp des Tages findet an einem Panorama-Aussichtspunkt auf das Hoya La Alberca, das La Alberca Maar, statt. Der Kratersee wurde noch bis in die 80er Jahre als Badesee genutzt. Heute ist der See, aufgrund des starken Absinkens des Grundwasserspiegels im Valle de Santiago-Salamanca Aquifer (~2.6 m/a), komplett ausgetrocknet. Die weißen Stromatolithen zeigen den ehemaligen Wasserspiegel an (nachfolgende Abb.).



Abbildung 35: Hoya La Alberca

Das La Alberca Maar weist einen Durchmesser von 700 m und ein Alter von 0.25 Ma (Ar/Ar) auf. An der Nordostwand des Kraters liegt ein Schlackenkegel (scoria cone), der einen trockenen, strombolianischen Vulkanismus anzeigt, der vor dem Maarvulkanismus erfolgte. Entlang der Zugangsstraße zum Krater ist die pyroklastische Abfolge der Eruption gut erkennbar. Die Abfolge besteht aus fünf Einheiten, die in ihrem Wasser-Magma Verhältnis und so in der Explosivität der Eruptionen variieren. In der mittleren Einheit sind impact-sags (Impaktsenken oder -mulden) zu finden, die durch ballistische Blöcke und Bomben verursacht wurden, die die Schichten der mächtigeren Lagen verformen (nachfolgende Abb.). Mit Hilfe ballistischer Rekonstruktion, kann auf die Lage der ehemaligen Quelle der Bomben geschlossen werden.



Abbildung 36: Impact sags in den Schichten der La Alberca Abfolge

10.03.2016 – Vulkan Parícutin

Protokoll: Maren Schröpfer

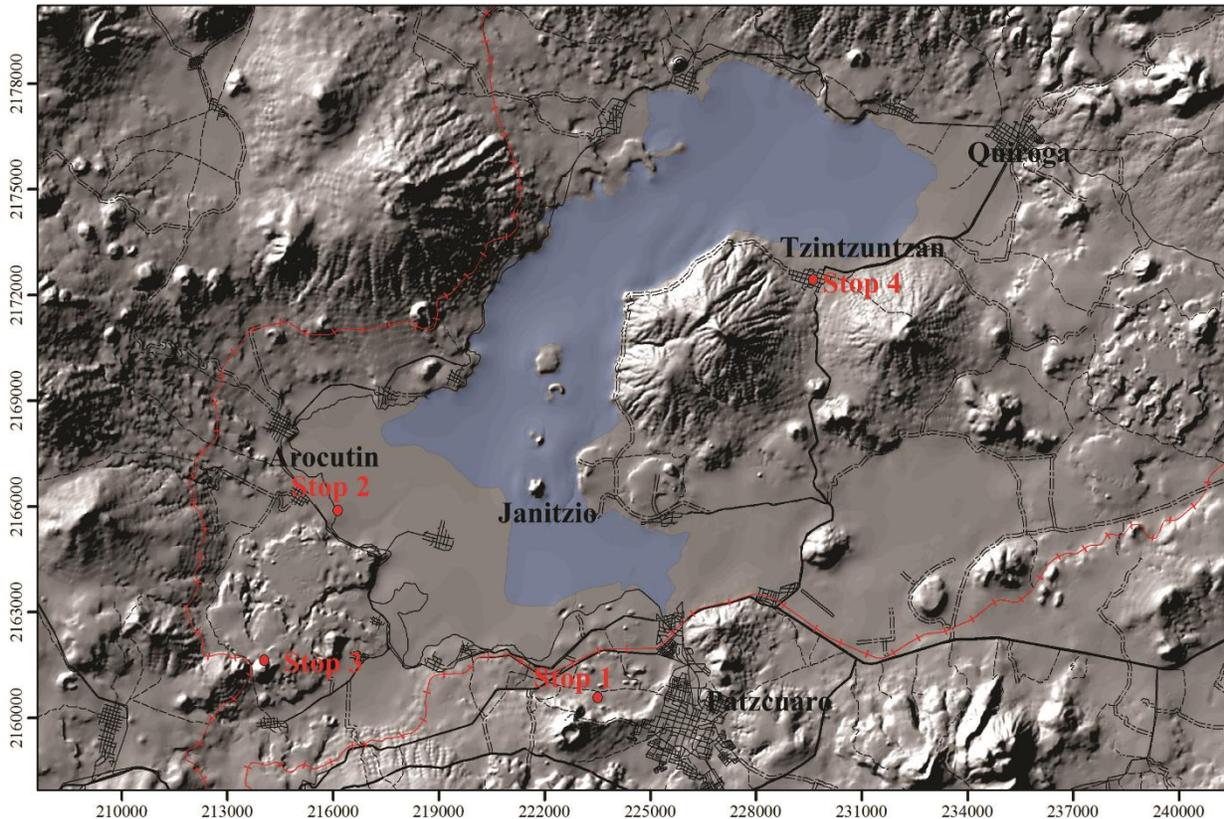


Abbildung 37: Haltepunkte am Parícutin

Am Donnerstagmorgen wurde die Unterkunft in Pátzcuaro gegen 7:30 Uhr in Begleitung von Dr. Pedro Corona-Chavez (Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo) verlassen. Das Ziel des Exkursionstages war der ca. 70 km westlich von Pátzcuaro gelegene Vulkan Parícutin und das dazugehörige Lavafeld in dessen Norden.

Der Transmexikanische Vulkangürtel (TMVB) ist einer der jüngsten und aktivsten Vulkangürtel Mexikos und beinhaltet über 2500 Vulkane. Ihre Entstehung geht auf die Subduktion der Cocos- und der Rivera-Platte am Mittelamerikagraben südwestlich der Pazifikküste Zentralmexikos zurück. Der Parícutin liegt im Michoacán-Guanajuato Vulkanfeld (MGVF), einem Teilbereich im Süden des TMVB, das durch das Vorkommen von Schildvulkanen, Maaren, Schlacken-, Lava- und Aschekegeln charakterisiert wird. Darüber hinaus sind fast alle Vulkane des MGVF monogenetische Vulkane. Diese Vulkanart entsteht durch nur eine Eruption, die mehrere Jahre andauern kann und nach dessen Terminierung der Vulkan nicht noch einmal ausbrechen wird. Der Parícutin ist ein monogenetischer Schlackenkegel und wird aus diesem Grund häufig als typischer Vulkan des MGVF bezeichnet. Zwei Faktoren machen den Parícutin aus Sicht der Forscher jedoch zu einem ganz besonderen Vulkan. Zum einen stellt er eines der ersten, gut dokumentierten Beispiele für Assimilation dar. Zum anderen ist der Parícutin einer der ersten Vulkane bei dem ein kompletter „Lebenszyklus“, von erstem Auswurf bis hin zum Erlöschen, beobachtet werden konnte.



Abbildung 38: Der Parícutin vom südlichen Lavafeld aus

Am 20. Februar 1943 begann die Eruption des Parícutin auf einem Feld nahe der Stadt San Juan Parangaricutiro. Einige Wochen zuvor konnten in diesem Gebiet lokale Erdbeben mit steigender Häufigkeit und Intensität beobachtet werden. Im Februar 1943 bemerkte der Bauer Dionisio Pulido auf seinem Maisfeld eine Spalte. Er holte Steine und verfüllte sie. Anderntags war die Spalte größer und er holte mehr Steine. Am dritten Tag waren die Steine in der Tiefe der Spalte verschwunden und es dampfte heiß und nach Schwefel stinkend aus der Spalte: klarer Fall für den Bauern - das hat mit dem Teufel zu tun. Der Pfarrer wurde geholt. Der hielt eine Messe und spritzte Weihwasser in die Spalte. Es half aber nichts.

Zu Beginn der Eruption kam es zu einem explosiven Auswurf pyroklastischen Materials und folglich zur Ausbildung eines Schlackenkegels. Dieser wuchs sehr schnell heran und erreichte zwei Tage nach Eruptionsbeginn eine Höhe von ca. 50 m, sieben Tage später wurde bereits eine Höhe von 140 m erreicht. Der Schlackenkegel hat heute eine Höhe von 424 m und sein höchster Punkt liegt bei 2808,6 m über dem Meeresspiegel. Am 22. Februar 1943 flossen erste Laven an der Nordflanke des neu gebildeten Vulkans aus. Hierbei handelte es sich um kalkalkaline Aa-Laven, die wie üblich für diesen Lavatypen hoch viskos waren (Fließgeschwindigkeit ~ 10 m/h) und in schroffer, blockiger Gestalt erstarrten. Die letzte Aktivität des Parícutin wurde am 4. März 1952, knapp neun Jahre nach Eruptionsbeginn, verzeichnet. Innerhalb dieser Aktivitätsspanne wurde eine Abnahme der durchschnittlichen Eruptionsrate, eine Zunahme des Tephra/Lava-Verhältnisses, eine Veränderung der Magmazusammensetzung sowie eine Änderung des Eruptionstyps beobachtet.

Zu Beginn der Entstehung des Parícutins dominiert die Menge der ausgeworfenen Tephra über jene der ausgeflossenen Laven. Bei Letzteren handelt es sich zunächst um olivinhaltige Basaltandesite mit SiO_2 - und MgO-Gehalten von ~ 55 bzw. 60%. Zwischen Mitte 1943 und Ende 1945 steigt das Verhältnis Tephra/Lava kontinuierlich an, während sich die chemische Zusammensetzung der Laven nur geringfügig verändert (leichter Anstieg der SiO_2 - und MgO-Gehalte). Sporadisch können in den Laven Xenolithe von leukokraten magmatischen Gesteinen beobachtet werden. Der Vulkanismus während dieses Zeitabschnittes wird von Forschern als stark strombolianisch (engl. violent strombolian) bezeichnet. Benannt nach dem Vulkan Stromboli in Italien, meint der strombolianische Eruptionstyp eine Eruption bei der Pyroklastika durch einzelne, periodische Explosionen 10er bis 100er Meter in die Luft befördert werden. Dieser explosive Vulkanismus wird zusätzlich von effusiver vulkanischer Aktivität begleitet (Lavaströme). Der stark strombolianische Vulkanismus ist eine höherenergetische Form des strombolianischen Eruptionstyps und

wird durch größere Mengen produzierter Tephra-Ablagerungen sowie höhere Eruptionssäulen (max. 8 km) charakterisiert. Als Grund für den hochenergetischen Vulkanismus des Parícutins wird die Entmischung magmatischer Gase (H_2O , CO_2) angenommen. Während der letzten sieben Jahre der Eruption verlieren die Explosionen an Energie, sodass nun von normalen strombolianischen bis vulkanianischen Eruption gesprochen werden kann. Dementsprechend steigt das Verhältnis Tephra/Lava weiter an. Zusätzlich kann ab 1947 eine deutliche Änderung der Lavenzusammensetzung beobachtet werden. Der SiO_2 -Gehalt der Laven steigt auf ca. 60% an, während der MgO-Gehalt auf unter 4% abfällt. Diese späten Parícutin-Laven können als orthopyroxenhaltige Andesite beschrieben werden.

Viele Forscher haben die kompositionellen Veränderungen der Parícutin-Laven untersucht und diese mit Fraktionierungsprozessen in der Magmakammer sowie mit Assimilation (Aufschmelzen von Nebengestein am Kontakt zur Magmakammer) erklärt (z.B. McBirney et al., 1987). Durch den Prozess der Assimilation bilden sich demnach Dichteunterschiede zwischen dem primitiveren und dem mit SiO_2 -angereicherten Magma aus, was eine Zonierung der Magmakammer zur Folge hat. Bei der Eruption wird somit zunächst das basische, dichtere Magma aus dem unteren Teil der Magmakammer freigesetzt, bevor der SiO_2 -reichere Anteil austreten kann.



Abbildung 39: Mittagspause am Kraterrand des Parícutins auf 2808,6 m Höhe

Das gesamte eruptierte Volumen des Parícutins wird auf $1,4 \text{ km}^3$ geschätzt (Laven und Pyroklastika), das dazugehörige Lavafeld bedeckt eine Fläche von ca. 20 km^2 . Im Laufe der Eruption wurden zwei Dörfer nördlich des Vulkans von Lavaströmen bedeckt. Während das Dorf Parícutin vollständig unter den Lavaströmen begraben wurde, ragen Ruinen der alten Kirche des Dorfes San Juan Parangaricutiro aus den erstarrten Laven heraus (nachfolgende Abb.). Aufgrund ihrer langsamen Fließgeschwindigkeit konnten die Dörfer rechtzeitig evakuiert werden, sodass kein Mensch zu Schaden kam.

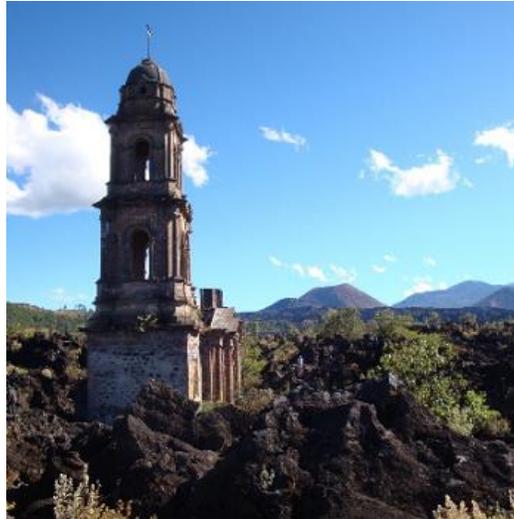


Abbildung 40: Ruine des Kirchturms von San Juan Parangaricutiro, einem Dorf, welches 1943 unter Lavaströmen des Parícutins begraben wurde; Rechts vom Kirchturm ist im Hintergrund der Parícutin zu sehen

Vor der Rückfahrt in die Unterkunft in Pátzcuaro wurde ein kurzer kultureller Stopp in der Missionsstadt Zacán im Bundesstaat Michoacán eingelegt um das historische Gemeindezentrum zu besichtigen. In einigen Missionsstädten in Mexiko gibt es solche Einrichtungen, die bereits zu prähispanischen Zeiten existierten und damals einen wichtigen Teil der indigenen Tradition darstellten. Sie enthielten typischerweise ein Krankenhaus, ein Gemeindehaus sowie eine Kapelle. Später wurden die Gemeindezentren von franziskanischen und augustinischen Missionaren übernommen. Die Kapellen stellten typischerweise die Herzstücke dieser Gemeindezentren dar. Obwohl sie von außen häufig schlicht aussehen, sind sie im Inneren farbenfroh und üppig dekoriert. Die Deckenbemalung der St. Rosa von Lima Kapelle des Gemeindezentrums in Zacán zählt zu einer der schönsten und besterhaltenen der Region.



Abbildung 41: a) Eingang zum historischen Gemeindezentrum in Zacán; b) Die St. Rosa von Lima Kapelle von innen

11.03.2016 – Patzcuaro (Michoacan)

Protokoll: Stefan Strube

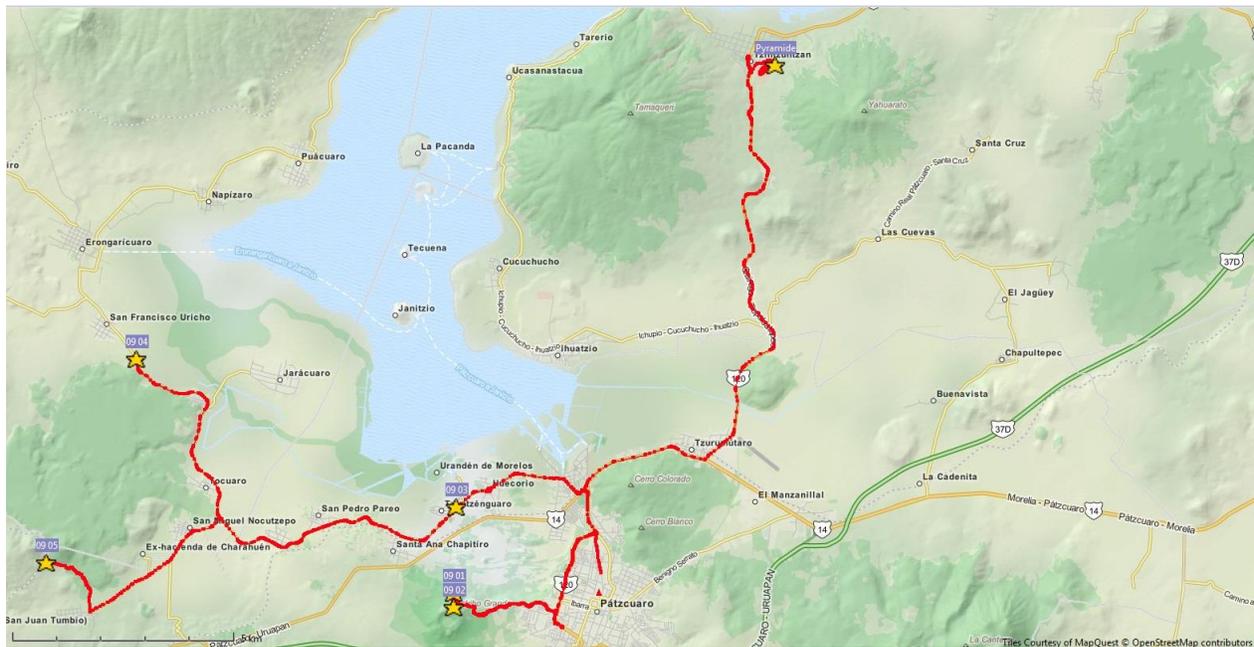


Abbildung 42: Haltepunkte um Patzcuaro

An diesem Geländetag wurden die Vulkane um den See Patzcuaro näher betrachtet. Hierbei handelt es sich um ca. 40 Schildvulkane, Aschekegel und Dome, die mit zum Michoacán–Guanajuato volcanic field (MGVF) gehören. Dieses hat eine Ausdehnung von 200x250 km. Die Vulkane in der Umgebung des Patzcuaro konnten mit Hilfe von ^{14}C und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ auf ein Alter von 3,9 bis 0,003 Ma datiert werden. Das Michoacán–Guanajuato Vulkanfeld gehört zum Trans-Mexikanischen Vulkangürtel, ein neogener bis quartärer vulkanischer Bogen, der noch aktiv ist. Er entsteht durch Subduktion der Cocos Platte unter die nordamerikanische Platte. Wegen der meist geringen Schmelzmengen treten im MGVF viele monogenetische Vulkane auf, die jeweils nur in einem einzigen kurzen Aktivitätszeitraum gebildet wurden. Wenn sich erst nach einer relativ langen Zeit genügend Magma für einen neuen Ausbruch angesammelt hat, muss sich dieses einen neuen Weg suchen, weil der alte Schlot schon erkaltet ist und keine Schwächezone mehr darstellt. Das ist der Grund, weshalb es im MGVF mehr als 1400 magmatische Kegel gibt.

Stopp 1: Parkplatz südlich des Sees: (19°31'1.69"N; 101°38'25.52"W): Überblick über den See und die umgebenden Vulkane, teils Schildvulkane, teils Aschekegel.

Während der Exkursion wird eine Vielzahl an geologischen und vulkanischen Besonderheiten betrachtet, die um den See Patzcuaro zu finden sind.



Abbildung 43: Übersicht über den See Patzcuaro aus südlicher Richtung mit mehreren Inseln vulkanischen Ursprunges

Stopp 2: Estribo Grande (101°38'26.21"W; 19°30'50.98"N)

So wurde beispielsweise nach einem Aufstieg über ca. 400 Stufen der El Estribo an der Südseite besucht, ein monogenetischer Schildvulkan, der aus zwei verschiedenen Strukturen besteht. Zum einen den Schildvulkan El Estribo, der durch dünnflüssige basaltische - andesitische Laven gebildet wurde. Dieser weist ein Alter von 128.000a auf. Darüber liegen aber noch Ablagerungen eines Aschekegels, die aus Tephra sowie verschiedenen pyroklastischen Strömen bestehen. Dazwischen findet sich eine Winkeldiskordanz sowie ein Paläoboden, der auf 28.000 a datiert werden konnte.



Abbildung 44: Ablagerungen des El Estribo. Im unteren Bereich finden sich die Ablagerungen des Schildvulkanes aus Lava flows (auf der linken Seite); Darüber finden sich die Ablagerungen des Aschekegels mit Tephra und pyroklastischen Strömen

Stopp 3: Rodeo-Arena von Patzcuaro

Später kam es im Norden des Vulkanes nahe einer Rodeo-Arena zu einem Kollaps dieses Bereiches. Hierbei entstanden grobblockige Brekzien mit sehr wenig feinem Anteil, deren Bruchstücke sich noch

zusammenpassen lassen. Diese Strukturen werden als jigsaw Textur bezeichnet. Außerdem kann in der Topographie eine unruhige, hügelige Morphologie erkannt werden.

Stopp 4: N 19° 33,876'; W 101° 42,537'

Weiterhin finden sich auch Aufschlüsse, die lakustrine Ablagerungen des Patzcuaro zeigen, welche jedoch deutlich höher liegen, als die übrigen lakustrinen Ablagerungen, sodass ein Höhenunterschied von bis zu 20 m vorliegt. Unter diesen Seeablagerungen findet sich wieder ein Lava flow, der teilweise auch brekziös ist und granitische Xenolithe mit einem Alter von 42 Ma aufweist. Zu der Hebung der Seesedimente gibt es verschiedene Theorien. Einmal wird angenommen, dass die Hebung der Sedimente durch intrudiertes magmatisches Gestein geschehen ist. Dagegen spricht jedoch, dass zwischen dem magmatischen Gestein und den diatomeischen, lakustrinen Sedimenten noch ein Aschelayer zu finden ist. Eine solche Lage kann nur abgelagert werden, wenn sich diese Fläche zu dem Zeitpunkt der Ablagerung an der Oberfläche befindet und somit noch keine Sedimente vorhanden gewesen sind. Eine andere Hypothese besagt, dass diese Höhenunterschiede durch tektonische Prozesse entstanden sind. Es wird angenommen, dass verschiedene Blöcke in dieser Grabenstruktur vorliegen, die jeweils unterschiedlich stark gesenkt wurden. Somit wurden die höherliegenden lakustrinen Ablagerungen nicht unbedingt gehoben, sondern relativ zu den anderen gesehen nur weniger abgesenkt.



Abbildung 45: Grenze zwischen den Ablagerungen aus dem Lava Flow mit einer dünnen Aschelage auf dem Lava Flow; Darüber finden sich lakustrine Ablagerungen, bestehend aus Diatomeen

Stopp 5: 19° 31,422'; W 101° 43,649

Weiterhin können auch noch sehr viel jüngere Vulkane wie beispielsweise der La Taza (8.340 a) oder der Cerro Amarillo (ca. 7.000 a) in dieser Gegend besucht werden (siehe 005). Hierbei handelt es sich jeweils um Aschekegel, die noch einen relativ schmalen Krater haben und somit noch nicht stark erodiert sind. Die Altersdatierung wurde hierbei an Paläoböden mit Hilfe von ¹⁴C durchgeführt, die zwischen den Aschelagen liegen. An diesen beiden Vulkanen finden sich Aufschlüsse, die sehr deutlich zeigen, dass hierbei sowohl Ablagerungen, die durch den Auswurf von Vulkaniten entstanden sind, gefunden werden können sowie Ablagerungen aus volcanic surges vorhanden sind. Teilweise finden sich hierbei sehr grobe Schichten, die auf einen phreatomagmatischen Zusammenhang hindeuten. Da die Vulkankegel nur sehr klein sind, kann man eher davon ausgehen, dass diese Vulkane von keiner eigenen Magmenkammer gespeist wurden, sondern, dass Magmen an Störungszonen entlang aufgestiegen sind. Nach der

Ablagerung der vulkanischen Gesteine kam es zu Laharen, die einen Teil der Ablagerungen noch einmal umgelagert haben. Dieses kann beispielsweise in Folge von Starkregen-Ereignissen geschehen.



Abbildung 46: Einzelne Ascheschichten mit zwischengelagerten Paläoböden, die auf ca. 6000 bis 7000 datiert werden konnten; Das zweite Foto zeigt dagegen pyroklastische Ablagerungen

Stopp: Pyramide von Tzintzuntzan 19°37'25.10"N, 101°34'26.28"W

Zum Abschluss dieses Exkursionstages wurde noch ein archäologischer Stopp eingelegt. Hierbei wurde die ehemalige Stadt Tzintzuntzan besucht, die auf vulkanoklastischen Ablagerungen erbaut wurde und das Zentrum der Purepechas-Kultur war. Hiervon zeugen heute nur noch einige Ruinen von Pyramiden, die das frühere zeremonielle Zentrum der Kultur des 13. – 15. Jahrhunderts repräsentieren. Der Herrscher in dieser Stadt ergab sich den Spaniern, da er dem Schicksal der Azteken entgehen wollte, deren Hauptstadt Tenochtitlan zerstört wurde.



Abbildung 47: Die Reste der Pyramiden von Tzintzuntzan

12.03.2016 – Trans-Mexikanischer Vulkangürtel

Protokoll: Max Zeuner

Nach der letzten Nacht in Pátzcuaro, in der einige mit Ratten im Hotelzimmer, andere mit spanischen Texten in der Karaokebar zu kämpfen hatten, stand eine über dreistündige Fahrt in Richtung Querétaro an. Dort kam es zum Wiedersehen mit Gerardo Aguirre Díaz, der am Campus Querétaro der Universidad Nacional Autónoma de México die Calderen, Ignimbrite und Dome der Region erforscht. Begleitet wurde er von Ivan Suñé Puchol, der in Querétaro promoviert.

Stopp 1: Zúñigas Canyon, Ablagerungen der Amealco-Caldera

Im rund 100 m tiefen, unzugänglichen Zúñigas Canyon bei Puerta de Alegrías sind die Ablagerungen der Amealco-Caldera (Amelaco-Tuff) aufgeschlossen. Die Amealco-Caldera ist zusammen mit den in der Nähe liegenden Apaseo, Salvatierra- und Amzalca-Calderen eine von vielen Calderen des Transmexikanischen Vulkangürtels. Eine detaillierte Beschreibung der Sequenz wird in Stopp 4 gegeben.



Abbildung 48: Haltepunkte am Trans-Mexikanischem Vulkangürtel

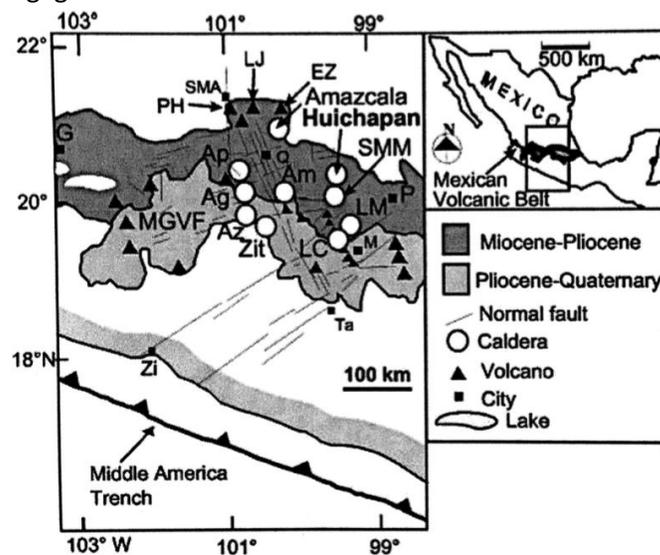


Abbildung 49: Calderen des Transmexikanischen Vulkangürtels, Amealco-Caldera abgekürzt zu Am (Aguirre-Díaz und López-Martínez, 2009)

Caldera-Vulkanismus im Allgemeinen entsteht durch folgende Entwicklungen: Eine überdurchschnittlich große Magmenkammer füllt sich rund 5 km unter der Oberfläche. Durch Aufstieg des Magmas wird der Druck im System verringert, was zur Entmischung von Volatilen aus dem Magma führt. Die daraus folgende Volumenzunahme führt zur Aufwölbung der induzierten Spannung in den obersten Krustenbereichen und zu meist konisch verlaufenden Brüchen (cone sheets), an denen der Bereich über der Magmenkammer wie ein Korke angehoben wird. Dies erzeugt Schwächezonen, die polygonal bis rund über der Magmenkammer angeordnet sind. Entlang dieser Zonen von „cone sheets“ finden erste explosive Eruptionen statt, wodurch einzelne Blöcke entkoppelt werden und ihren Halt verlieren. Sobald erste Blöcke beginnen in die Magmenkammer zu kollabieren, wird das Magma schnell ausgepresst, was die größten bekannten vulkanischen Eruptionen mit massiven pyroklastischen Strömen zur Folge hat (nachfolgende linke Abb.). Diese Eruptionen sind in der Regel nach wenigen Tagen abgeschlossen, können sich aber durch Regeneration der Magmenkammer nach einiger Zeit wiederholen. Die Amealco-Caldera hatte drei große Eruptionen, die jeweils etwa 100.000 Jahre auseinanderlagen (zum Vergleich: Yellowstone-Caldera, 600.000 Jahre). Der Haltepunkt befindet sich am Top des jüngsten Ignimbrites (A3), der zusammen mit den Ignimbriten A1 und A2 den Großteil des Volumens des Amealco-Tuffes ausmacht. Die rötlichen Gesteine am Straßenrand (nachfolgende Abb., rechts) sind geochemisch von andesitischer Zusammensetzung, ihre ursprünglich dunkelgraue bis schwarze Färbung haben sie durch hydrothermale Alteration verloren: Bei der Eruption eingeschlossene Gase aus den tieferen Bereichen der I3-Einheit gelangen zum Top der Einheit, wobei es zu Oxidation, Silifikation und Sulfurierung kommt. Diese Form der hydrothermalen Alteration wird auch als „vapor phase alteration“ bezeichnet. Trotz starker Alteration finden sich noch Pyroxen-, Plagioklas und Quarz-Phenocrysten in der feinen Matrix (nachfolgende Abb., rechts). Das Gesamteruptionsvolumen wird mit 80 km^3 (berechnetes „dense rock equivalent“ bzw. Magmenvolumen, im Gegensatz zum „inflated volume“ bzw. dem tatsächlichen Volumen nach der Eruption) angegeben. Die Yellowstone-Caldera produzierte zum Vergleich in ihrer größten Eruption 2500 km^3 Magmenvolumen. Dieses Volumen wird noch durch die La Garita-Caldera, Colorado überboten, die im Oligozän den Fish Canyon Tuff aus 5000 km^3 Magma bildete. Ein ähnliches Volumen wurde nur noch von der Bolaños-Caldera (México) erreicht. Die Ablagerungen der Amealco-Caldera bedecken eine Fläche von ca. 12.000 km^2 und steuern nur einen relativ geringen Teil zu den insgesamt rund 500.000 km^3 Ignimbriten der Sierra Madre Occidental bei, die damit die größte Ignimbritprovinz der Erde ist.

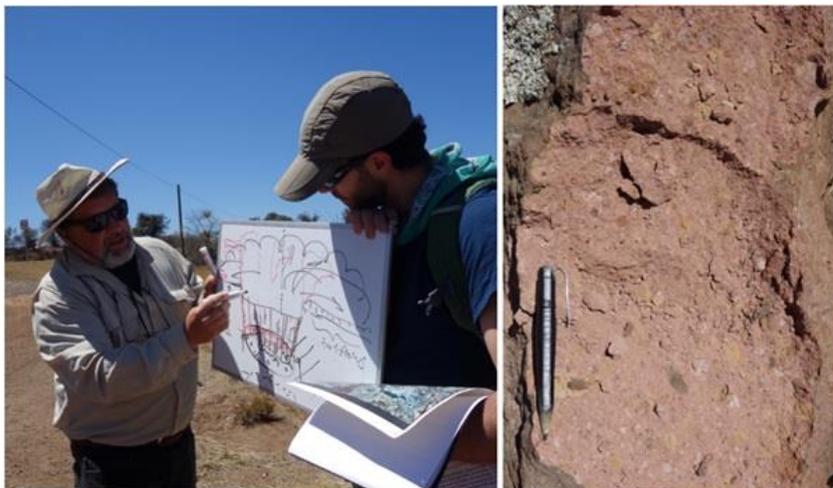


Abbildung 50: Gerardo Aguirre Díaz und Ivan Suñé Puchol erläutern die Entstehung der Amealco-Caldera (links), rötlich alteriertes Gestein der A3-Ignimbrit-Einheit (rechts)

Stopp 2: Ausblick auf Amealco-Caldera

Der Haltepunkt befindet sich östlich von Amealco und direkt auf dem Calderarand. Von hier lässt sich die Struktur des Vulkans (nachfolgende Abb.) gut erkennen: Der Calderarand besteht aus 4,3 Ma alten Andesiten, die etwa 200.000 bis 400.000 Jahre nach dem Calderakollaps gebildet wurden. Der höchste Berg in der Umgebung ist der Zentrale Calderavulkan mit rund 3100 m Höhe. Dieser besteht aus rhyolitischen und andesitischen Laven mit Altern von 3,9 Ma beziehungsweise 3,7 Ma, deren Platznahme erst nach dem Calderakollaps stattfand. Zwischen den beiden Strukturen befindet sich der mit Seesedimenten gefüllte Calderagraben. Der südwestliche Rand und Graben der Caldera wurde durch die Epitacio-Abschiebung vor rund 2,5 Ma abgeschnitten, was zur Entwässerung des Calderasees und zur Platznahme des El Cornal Cones entlang der Störungzone führte. Dieser hat jedoch eine andere geochemische Signatur und wird nicht von der Magmenkammer des Calderavulkans gespeist. Die Störung ist auch heute noch aktiv, was sich zuletzt 1912 in einem Erdbeben der Stärke 6,9 auf der Richterskala äußerte. Insgesamt war die Caldera von ihrem Kollaps (vor 4,7 Ma) bis zur Platznahme letzter Rhyolithdome (vor 3,7 Ma) über einen Zeitraum von etwa einer Millionen Jahren aktiv, was dem typischen Zyklus eines Calderavulkans entspricht.

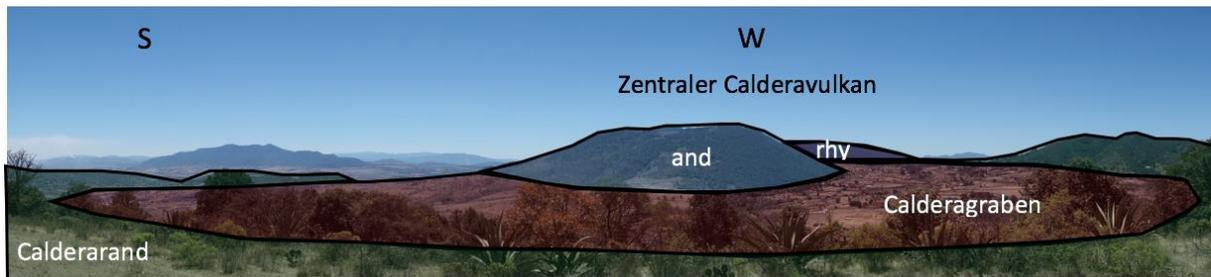


Abbildung 51: Panorama der Amealco-Caldera mit schematischer Erläuterung des Reliefs. Der zentrale Calderavulkan besteht aus andesitischen (and) und rhyolitischen (rhy) Laven unterschiedlichen Alters

Stopp 3: Tuffe der Huichapan-Caldera

Unter diesem Stopp sind zwei beieinanderliegende Haltepunkte zusammengefasst. Der erste Aufschluss liegt rund 20 km östlich der Amealco-Caldera und zeigt die unteren Einheiten der distalen südlichen Fazies des Huichapan-Ignimbrites, die Teil des Huichapan-Tuffes sind und auf rund 4,2 Ma datiert wurden. Der zweite Aufschluss nahe Taxhie Creek wenige Kilometer östlich zeigt die obersten Einheiten des Huichapan-Ignimbrites. Die Huichapan-Caldera liegt weitere 60 km in nordöstlicher Richtung. Der Huichapan-Tuff liegt direkt auf den obersten Einheiten des Amealco-Ignimbrites auf. Der erste Aufschluss besteht aus rhyolitischen Ignimbriten (nachfolgende Abb., links) mit Sanidin- und Quarz-Phenocrysten, die unterschiedliche Verschweißungsgrade aufweisen: Die Basis des ehemaligen pyroklastischen Stroms ist sehr dicht, die oberen Bereiche nur relativ schwach verschweißte. Die Genese eines solchen Ignimbrites läuft nach folgendem Schema ab: Zunächst werden die Fragmente der ersten frontalen Explosion abgelagert. Anschließend folgt der bis zu 4 km mächtige „pyroclastic dense current“ (PDC), der mit 100-500 km pro Stunde auf einem Luftkissen transportiert wird. Dieser Transportmechanismus wird „Fluidisation“ genannt und durch rund 800°C heiße Gase angetrieben, die zur Expansion der Pyroklastika führen. Heiße Luft an der Basis des PDC bildet ein Luftkissen, das eine sehr geringe Reibung aufweist und daher die extrem hohen Geschwindigkeiten ermöglicht. Die Dichte des Materials, das darauf transportiert wird, nimmt mit zunehmender Höhe ab. Die unteren Einheiten bilden die späteren Ignimbrite, die oberen und weniger dichten Einheiten sogenannte „pyroclastic surges“. Die Basis des Ignimbrites wird als „ground

surge“ bezeichnet. Im Gegensatz zu plinianischen Eruptionen mit über 20 km hohen pyroklastischen Säulen und Fallablagerungen, generieren Caldera-Eruptionen hauptsächlich Fließablagerungen. Dies ist im Aufschluss durch die Foliation der Phenocrysten zu beobachten. Im Aufschluss bei Taxhie Creek (Cascadas de la Concha) sind schließlich die oberen und nur teilweise verschweißten Einheiten des Huichapan-Ignimbrites aufgeschlossen. Neben dem Verschweißungsgrad unterscheiden sie sich von den unteren Einheiten hauptsächlich durch ihre ausgeprägte säulige Ausbildung (nachfolgende Abb., rechts).



Abbildung 52: Untere, dicht verschweißte Einheiten des Huichapan-Ignimbrites (links) und obere, nur teilweise verschweißte Einheiten in stark säuliger Ausbildung bei Taxhie Creek (rechts)

Stopp 4: Río Prieto Canyon, Profil durch Huichapan- und Amealco-Tuff

Der Río Prieto Canyon ist ein rund 250 m tiefer Canyon und im Gegensatz zum Zúñigas Canyon leicht zu Fuß begehbar. Der Canyon liegt bei San Ildefonso, wenige Kilometer nordwestlich von Taxhie Creek. Er schließt ein komplettes Profil vom Pre-Amealco-Basement in Form des basaltischen Andesites über den Amealco-Tuff bis hin zu den Post-Amealco-Einheiten des Huichapan-Tuffes ein.



Abbildung 53: Gerardo Aguirre Díaz deutet die Lage der Ignimbrit-Einheiten im Río Prieto Canyon an; Der Canyon stellt ein komplettes Profil vom Pre-Amealco-Basement in Form des basaltischen Andesites, über den Amealco-Tuff bis hin zu den Post-Amealco-Einheiten des Huichapan-Tuffes dar

Am oberen Ende des Canyons befinden sich die Ausläufer des Huichapan-Tuffes, dessen Kontakt zum Amealco-Tuff in Form einer weißen Aschelage in einem Weg aufgeschlossen ist.



Abbildung 54: Die weiße Aschelage markiert den Kontakt von Huichapan-Tuff (im Bild unten) und Amealco-Ignimbrit A3 (im Bild oben); Bild in Draufsicht aufgenommen, lange Buchkante ist 14 cm lang

Der direkt daran anschließende Amealco-Ignimbrit A3 ist vom darunterliegenden A2 durch eine mehrere Meter mächtige Lahar- und Tephra-Sequenz getrennt. Die Lahar-Ablagerungen weisen intensive sedimentäre Strukturen auf und wurden vermutlich während eines Hurrikans abgelagert.



Abbildung 55: Lahar-Ablagerungen mit sedimentären Strukturen wie Gradierung und Schrägschichtung

Die Genese des A2-Ignimbrites verlief ähnlich, wie unter Stopp 3 beschrieben. Die Aufschlussverhältnisse hier lassen jedoch eine genauere Unterteilung zu (nachfolgende Abb.): Die Basis wird durch den ersten explosiven Aschefall gebildet und liegt im Aufschluss als Bimsstein vor (Lage 1). Darüber schließt sich die wenig verschweißte Basislage des PDC an (Lage 2A). Der Übergang zur massiven Ignimbritlage (Lage 2B) wird durch eine Zone hoher Dichte an lithischen Fragmenten markiert (genau auf Kopfhöhe). Diese sinken aufgrund ihrer höheren Dichte im PDC nach unten und werden mit zunehmender Höhe im PDC seltener. Die anschließend abgelagerte Aschelage (Lage 3) wird auch als Coignimbrit bezeichnet und ist in diesem

Fall erodiert. Das Basement auf dem der Amealco-Tuff abgelagert wurde besteht aus (nicht in der Exkursion besuchten) basaltischen Andesiten mit einem Alter von 5,7 Ma.

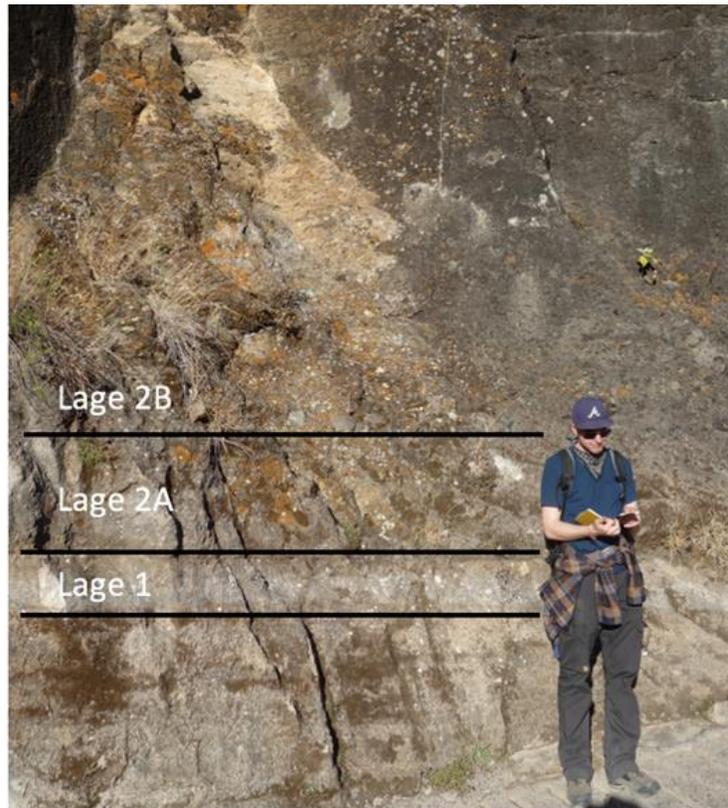


Abbildung 56: Profil des A2-Ignimbrites, Lage 1 entspricht dem ersten Aschefall, Lage 2A der wenig dicht verschweißten Basis des PDC, Lage 2B dem massiven Ignimbritkörper des PDC mit einer lithischen Lage an der Basis; Nach oben hin nehmen die lithischen Fragmente sichtbar ab; Lage 3 fehlt aufgrund von sofortiger Erosion

Die folgende letzte Nacht mit allen Exkursionsteilnehmern wurde in Tequisquiapan verbracht. Bei einem letzten gemeinsamen Abendessen wurden dort Gerardo Aguirre Díaz für seine Führung und insbesondere Rubén López Doncel für die rundum gelungene Planung der Exkursion mit Geschenken aus Göttingen bedacht.



Abbildung 57: Rubén López Doncel (links) und Siegfried Siegesmund (rechts) nach dessen Dankes- und Abschiedsansprache

13.03.2016 – Abschluss der Geländetag

Protokoll: Sebastian Zeman-Kuhnert

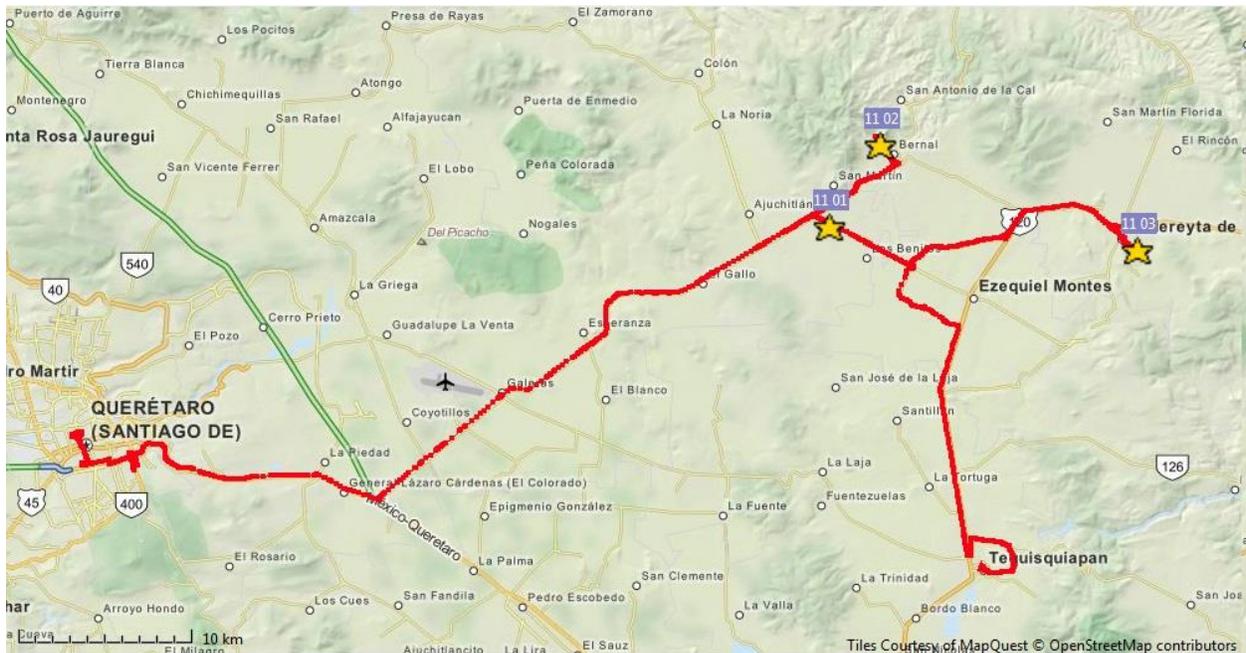


Abbildung 58: Haltestellen in Tequisquiapan

Nach einem ausgiebigen Frühstück in Tequisquiapan hielt Julia Riegel einen Vortrag über Tuffe als Baustein. Im Anschluss daran wurde der Inhalt des Vortrags an einem Kirchengemäuer veranschaulicht. Dieses besteht aus Gesteinen, die aus einem rhyolitischen Lavastrom hervorgegangen sind und der verschiedene Lithologien hervorbrachte.

Der erste Haltepunkt führte uns zum Steinbruch „Ezequiele Montes“, in das Gebiet der Amazcala Caldera, mit 7,3 Ma die älteste Caldera in Mexiko. Der anstehende peralkaline Rhyolith hat eine Zusammensetzung, die gut mit der Nähe einer Subduktionszone zu vereinbaren ist. Insgesamt sind hier 9 Eruptionen aufgeschlossen. Das Volumen der gesamten Ablagerungen beträgt 30 km^3 . Diese Sequenz wurde im Anfangsstadium des Ausbruchs der Caldera abgelagert, im Hauptstadium führte die Caldera zur Ablagerung der Colón-Ignimbrite. Das Gestein kommt hier überwiegend als Bimsstein mit einer Gesamtmächtigkeit von mindestens 40 Metern und einer Ausdehnung von 600 km^2 vor. Die Mächtigkeit der Gesteinseinheit wird mit dem Abstand zum Zentrum der Caldera geringer. Aufgrund der hohen Krustenmächtigkeit von etwa 40 km konnte sich das aufsteigende Magma an vielen in der Kruste vorkommenden Elementen anreichern. Es sind im Wechsel dicke, normal gradierte Einheiten von Bimsablagerungen vorzufinden. Dazwischen sind dünne, feinkörnige Schichten eingeschaltet, die aufgearbeitet wurden und heute eine leicht gelbliche bis beige Farbe aufweisen (siehe nachfolgende Abb.).



Abbildung 59: Steinbruch „Ezequiel Montes“, zu sehen ist die Wechsellagerung der normal gradierten (grau) und der aufgearbeiteten Schichten (beige)

Der zweite Haltepunkt war der Monolith „Peña de Bernal“ in Querétaro, ein durch die UNESCO als Weltnaturerbe geschützter Lavadom der als „Spine-Typ“ interpretiert wird. Er hat eine Ausdehnung von 4 km in Richtung NE und ist damit flächenmäßig nach dem „Pan de Azúcar“ (Sao Paulo) und „Gibraltar“ (Spain-UK) der drittgrößte und mit einer Höhe von 430m der höchste Monolith der Erde. Es besteht zu 80% aus Kristallen und zu 20% aus Glas. Das Gestein besteht aus den Mineralen Biotit, Plagioklas, Hornblende, Quarz, Orthopyroxen, Apatit und Klinopyroxen, hat somit eine dazitische Zusammensetzung und wurde mit K/Ar auf 8,7 Ma datiert. Aufgrund des hohen Kristallgehalts wurde es lange fälschlicherweise als Pluton interpretiert. Gegen einen Pluton spricht jedoch sowohl die Anwesenheit von Glas, als auch die radialstrahlige Foliation des Gesteinskörpers. Der Monolith intrudierte in jurassische Gesteine der Sierra Madre Occidental und in Kalksteine aus der Kreide und war bei Austritt mit 400°C bereits fest.

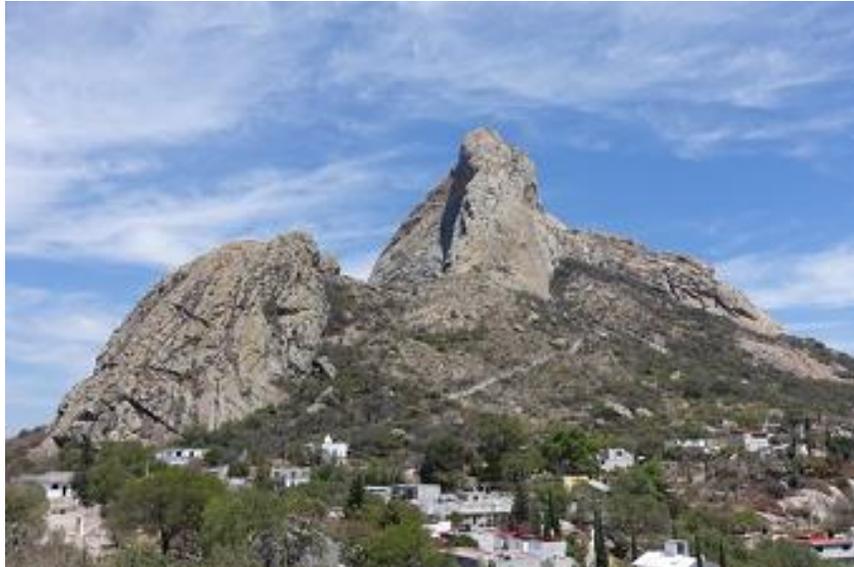


Abbildung 60: Blick nach Nordosten auf den Monolith „Peña de Pernal“

Der dritte Haltepunkt führte die Exkursionsteilnehmer in den Botanischen Garten von Cadereyta in dem Teile eines Lavadoms vom Coulee-Typ aufgeschlossen sind. An der Basis der Gesteinsformation sind pyroklastische Ablagerungen anzutreffen, darauf liegen Ablagerungen mehrerer Lavaflüsse. Diese ehemals mit 10 Metern pro Stunde sehr langsam voranschreitenden Lavaflüsse konnten am Rand bereits erstarren und bildeten durch die schnelle Abkühlung teils Glas. Die weiterhin flüssigen Bereiche im Inneren brachen beim Voranfließen die erstarrten Ränder mehrmals auf und bildeten Brekzien, die heute mit später gebildeten Kristallen koexistieren.



Abbildung 61: Aufschluss im Botanischen Garten von Cadereyta, zu sehen sind die Ablagerungen mehrerer Lavaflüsse

Bevor die Fahrt nach Mexiko City beziehungsweise San Luis Potosi angetreten wurde, spendierte Gerardo Aguirre Días den Studenten zum Abschluss der Exkursion ein Gläschen Sekt.

Danksagung und Resümee der deutschen Studenten

Zusammengestellt: Julia Riegel und Gerrit Zöllner

Wir möchten uns im Namen der gesamten Exkursionsgruppe recht herzlich bei der Universität Göttingen (Studienqualitätsmittel zur Unterstützung von Auslandsvorhaben), beim Universitätsbund Göttingen, bei der Fakultät für Geowissenschaften und Geographie und bei der Universität San Luis Potosi für die großzügige finanzielle Unterstützung bedanken. Erst durch diese Beiträge konnte die Exkursion in diesem Umfang stattfinden und in dieser Konstellation an Studenten durchgeführt werden. So hatten zum Beispiel zwei Mütter, die sich ohne Ihre Unterstützung die Reise nicht hätten leisten können, die Chance diese wertvollen Eindrücke mitzunehmen. Auch andere Teilnehmer, die von zu Hause aus nicht genug Finanzmittel hätten aufbringen können, konnten so in den Genuss dieser Studienreise kommen.

In den zwei Wochen haben wir viele wertvolle Informationen zur Geologie von Mexiko vermittelt bekommen, die uns von immer wechselnden, regional ansässigen Geologen präsentiert wurden. Dazu zählten: Juan Alonso Ramirez Fernandez, José Rafael Barboza Gudiño, Susana Osorio Ocampo, Jorge Aranda Gómez, Pedro Corona Chavez und Gerardo J. Aguirre Díaz.

Die Qualität des Informationsgehaltes war dadurch überdurchschnittlich hoch. Präsentationen der teilnehmenden Studenten zu verschiedenen Themengebieten gaben täglich gute Einführungen in die individuelle Materie. Aufgrund der mexikanischen, uruguayischen, spanischen und deutschen Teilnehmer der Exkursionsgruppe waren viele Ansprachen im Gelände auf Englisch, was die internationalen wissenschaftlichen Sprachkompetenzen geschult hat. Nach den zwei Wochen fiel es allen Teilnehmern leichter, wissenschaftliche Texte zu verstehen. Unserer Meinung nach benötigt jeder Geologe in seinem zukünftigen Berufsfeld, besonders im Bereich der Forschung die Fähigkeit sich auf Englisch zu verständigen.

Des Weiteren wurden unbezahlbare Erfahrungen im Bereich der „deutschmexikanischen“ Freundschaft gemacht, da immer mindestens fünf mexikanische Studenten die Exkursion begleiteten. Es wurde alles gemeinsam erlebt und schon nach kurzer Zeit entstand ein gutes Verhältnis unter den Studenten. Es wurde nicht differenziert zwischen deutschen oder mexikanischen Studenten. Man hat sich gegenseitig ergänzt und wurde in den Bussen bunt durchmischt. Dadurch ergaben sich viele wertvolle Gespräche, die auch zum Verständnis der Lebensweise des jeweilig anderen Landes Aufklärung gaben. Zum Beispiel ging es viel um Politik, gesellschaftskritische Themen, wie die Drogenkriminalität oder die Tradition innerhalb der mexikanischen Familien. Aber auch von der mexikanischen Seite gab es Fragen nach dem zweiten Weltkrieg und dem Umgang damit in Deutschland. Ebenfalls war der Stand der Frau in Deutschland das Thema einiger Gespräche. Darüber hinaus entwickelten sich Freundschaften, die auch nach der Rückkehr nach Deutschland Bestand haben werden und mit täglichen e-Mails einhergehen. Nach Beendigung der langen Geländetage wurde abends zunächst gemeinsam gespeist und danach beim gemütlichem beisammensitzen die Gruppendynamik gestärkt und Informationen ausgetauscht.

Schön war es außerdem innerhalb einiger Exkursionstage kulturelle Haltepunkte anzufahren. Dazu zählten unter anderem die Kirche San Juan Parangaricutiro, welche in Vulkanlava eingebettet wurde, oder der Besuch der Pyramide Tzintunzan Michoacán.

Der Besuch der Christusstatue Cristo Rey auf dem Berg Cubilete vermittelte uns einen guten Eindruck über die tiefe katholische Verbundenheit der mexikanischen Bevölkerung.

Im Namen der teilnehmenden Studenten möchten wir uns bei allen Gastdozenten ganz herzlich bedanken. Ohne die Organisation in Mexiko von Dr. Rubén López Doncel, der sich um die Hotels, Autos und Gastdozenten gekümmert hat, hätte diese Exkursion nicht in diesem Umfang und Qualität stattfinden können. Hierfür müssen wir einen besonderen Dank aussprechen. Ebenfalls danken wir Herrn Prof. Dr. Siegfried Siegesmund, welcher mit seinem Engagement im Vorfeld aus einer Idee eine fantastische Veranstaltung hat werden lassen.



Abbildung 62: Gruppenfoto in der Sierra Madre Oriental



Abbildung 63: Pyramide Tzintunzan, Patzcuaro



Abbildung 64: Gemeinsames Abendessen



Abbildung 65: Rudist „Potositesa“



Abbildung 66: Studenten bei der Arbeit in der Sierra Madre Oriental



Abbildung 67: Rezente Stromatolithen im Rincón de Parangueo

Experience of Mexican excursion participants

Written by: Karla Jazmín Herrera Rico - Irene Guadalupe Pérez Casillas - Carolina Almaraz Martínez - Ezequiel Hernández Balderas - Alfredo Apolo Espinoza Velázquez - Karina Narváez Rodríguez

All began before the field trip. Since the beginning the Mexican group knew already the differences between language and culture like the simplest thing as the punctuality.

When the field trip launch was the moment in which the wall was a reality. First of all the language barrier was really clear, the only language available between the two groups was English, some of the Mexican group knew the language but not all of them, just one of them knew how to really speak English fluent and accurately and at the beginning she was the translator, later all the Mexican group started to lose the fear to talk to the German group and that was the point when the culture differences start to come across. The firsts were just some small talks about the weather in Mexico; the German group thought it would be really hot; was in Cd. Victoria but not in all the trip. Some of the talks were about the food inasmuch as there were some vegetarians in the group, Mexico is a country of meat which is sad because we have a lot of vegetables to pick up so they were kind of bothered.

In the topic about the culture there were the differences like the punctuality, for the Germans it's a life style, here in Mexico is more flexible if someone it's late for some minutes, the Germans were bothered, nervous, angry in a lot of encountered feelings, which it's nice none of nothing they're a first worldwide potential and Mexico isn't. Also for some of the German group was difficult to understand why the Mexicans were always happy and laughing, the only correct answer for that it's we are Mexicans and Mexicans always are happy for no reason.



Most of the German group were nice with the Mexican group, we as a guest country members tried to talk to everyone in the field trip because we knew that most of them were homesick, with jet lag and maybe with some stomach issues due to the Mexican food and we tried to make them feel the best way possible in all the time that they were in the field trip.

German people were most of them nice, polite and talkative, we learnt a lot about all the topics, geology, English, a foreign culture, and to treat people from abroad. At the end of the trip we made a lot of new friends, a lot of new knowledge of a different geology in another country, a new method of working, and most important of all a new way to see the life, a more orderly life.

Studenten im Einsatz



Abbildung 68: Erster Tag der Exkursion und alle sind noch weißer, als die anstehenden Kalke



Abbildung 69: Typische Vortragsrunde mit Saskia Köhler im Scheinwerferlicht



Abbildung 70: Idealer Rastplatz für Erholung und auch etwas Spaß neben knallharter Geologie



Abbildung 71: Spaß im Matsch, sowie es sich für Geologen gehört



Abbildung 72: Regionale Speisen zu studentischen Preisen



Abbildung 73: Deutsch-mexikanische Freundschaft nach einigen Abenden



Abbildung 74: Studenten hören MSc. Susana Osorio Ocampo zu, die eine wunderschöne Seeaussicht mit etlichen jungen und älteren Vulkanen gliedert

Dozenten im Einsatz



Abbildung 75: Dr. Rubén Alfonso López Doncel erklärt die Besonderheiten einer rezenten Minibeckenentwicklung, die durch besondere hydrologische Umstände einsetzte



Abbildung 76: Juan Alonso Ramírez Fernández zeigt Schwierigkeiten in der regionalen Geologie auf



Abbildung 77: Dr. José Rafael Barboza-Gudiño und sein Student erklären die regionale Stratigraphie auf unserem Obstauto



Abbildung 78: Prof. Siegfried Siegesmund und Dr. Rubén Alfonso López Doncel bedanken sich bei José Rafael Barboza-Gudiño für die hervorragenden Exkursionstage



Abbildung 79: Dr. Jorge Aranda Gómez erklärt die regionale Geologie



Abbildung 80: Dr. Jorge Aranda Gómez zeigt einen seiner ausgezeichneten Aufschlüsse



Abbildung 81: Pedro Oyhantacabal übersetzt in sportlichem Tempo Geologendeutsch in Geologenspanisch



Abbildung 82: Dr. Pedro Corona Chavez zeigt die hervorstechende Kirche vom Ausbruch des Parícutins



Abbildung 83: MSc. Susana Osorio Ocampo lebt ihre Leidenschaft: Vulkanologie



Abbildung 84: Prof. Siegfried Siegesmund dankt MSc. Susana Osorio Ocampo für Ihren Enthusiasmus



Abbildung 85: Prof. Bernd Lammerer nach seinem Vortrag über geologische und geophysikalische Aspekte der Alpen in einem vollbesetzten Hörsaal an der Universität San Luis Potosi



Abbildung 86: Bernd Lammerer glücklich auf dem Parícutin, der ja etwas jünger ist als er selbst!



Abbildung 87: Dr. Gerardo J. Aguirre-Díaz und Ivan Suñé Puchol zeigen Störungzonen auf einer Karte



Abbildung 88: Dr. Gerardo J. Aguirre-Díaz und sein Assistent erklären die Entstehung gewaltiger, vulkanischer Ablagerungen

Literaturverzeichnis

McBirney, A. R., Taylor, H. P., Armstrong, R. L. (1987). Paricutin re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 4-20.

Die Protokolle wurden von Tom Kaltoven zusammengeführt und von Maren Schröpfer Korrektur gelesen.