

### 3 STRUKTUREN

Wie bereits in der Einführung (Kap. 1.4) erläutert, kann das Arbeitsgebiet in seiner stratigraphischen und lithologischen Entwicklung in zwei unterschiedliche Blöcke geteilt werden, den Pingo-Block im Osten und den Cifuncho-Block im Westen, mit der Atacama-Störungszone als Suture zwischen beiden. Auch das tektonische Inventar der Blöcke unterscheidet sich deutlich. Sind tektonische Elemente in dem vergleichsweise kleinen bearbeiteten Teil des Pingo-Blocks nicht so offensichtlich ausgebildet, so lässt sich das Strukturinventar im Cifuncho-Block weiter untergliedern. Somit können die Strukturen im Arbeitsgebiet in insgesamt fünf Richtungsgruppen eingeteilt werden (s. Abb. 18, S. 57):

1. Die Atacama-Störungszone als übergeordnetes Element mit hohen Versatz-Beträgen repräsentiert die intra-arc-Scherzone des unterkretazischen magmatischen Bogens und trennt eventuell ein forearc-terrane ("Cifuncho-Block") von einem Kontinentalrandsegment ("Pingo-Block").
2. Das Las-Luces-Lineament könnte eine intra-arc-Schwächezone des jurassischen magmatischen Bogens repräsentieren.
3. Die auffälligsten Lineamente im Cifuncho-Block bilden N bis NW-streichende Störungen mit sinistraler Blattverschiebungscharakter. Diese Störungen segmentieren den Cifuncho-Block nochmals in drei kleinere Teil-Blöcke.
4. Eine weitere Gruppe von Blattverschiebungen wird durch NE-streichende Störungen mit dextralem Bewegungssinn repräsentiert. Diese schneiden bzw. versetzen die Störungen der dritten Gruppe.
5. In der fünften Gruppe werden alle weiteren Deformationen wie Auf- oder Abschiebungen, Falten usw. zusammengefasst. Diese Strukturen treten lediglich innerhalb der durch die NW-streichenden Lineamente definierten Teil-Blöcke des Cifuncho-Blocks auf. Teilweise können diese internen Strukturen mit Bewegungen an den "Blockgrenzen" korreliert werden.

Bedingt durch die weit vorangeschrittene aride Verwitterung sind viele Störungsgesteine bereits erodiert und wieder überschottert worden. Daher bieten Photolineationen und breite Quebradas mit einer mächtigen Schotterfüllung erste Anhaltspunkte für tektonische Lineamente.

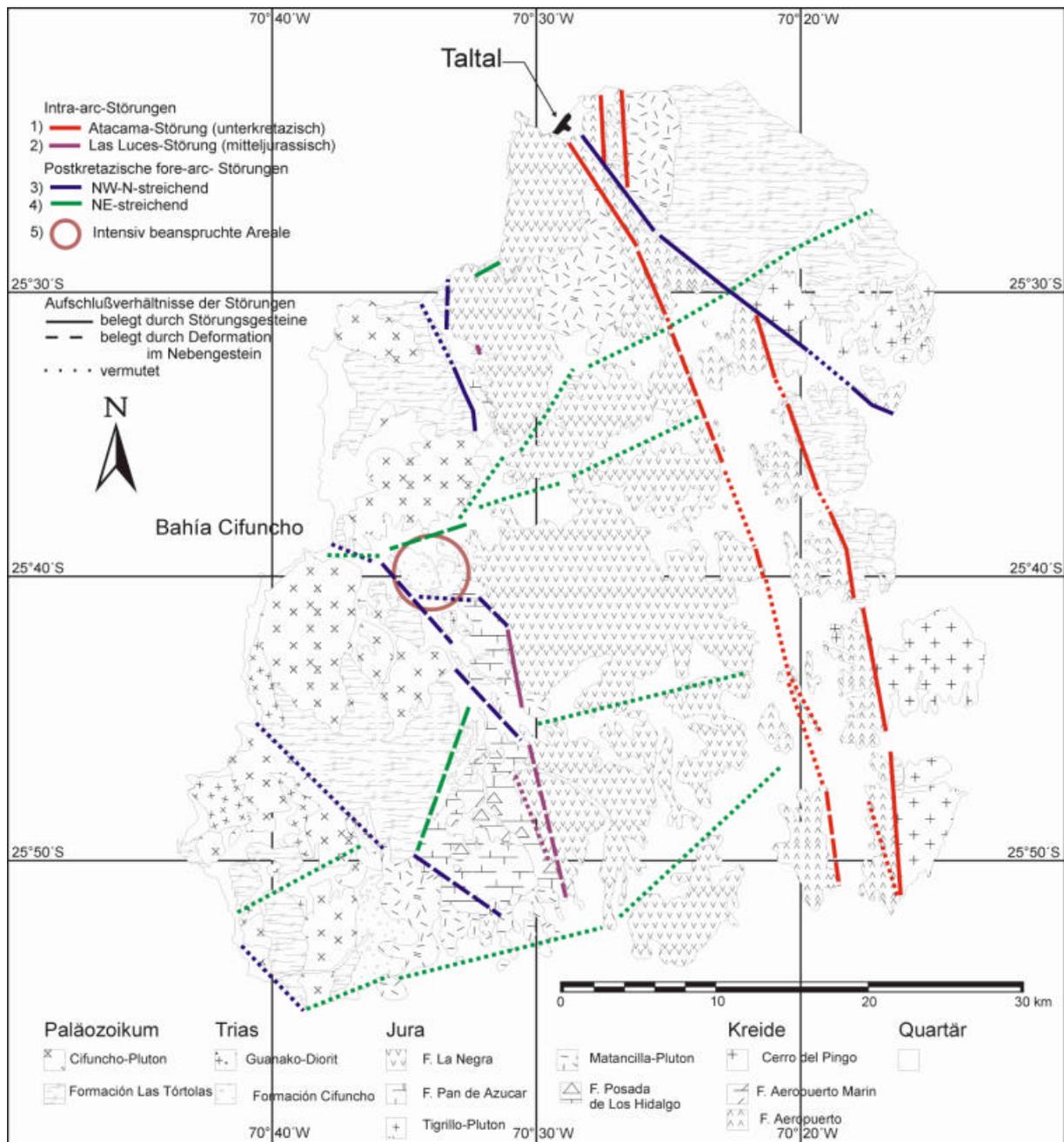


Abb. 18: Übersicht über die Richtungsgruppen im Arbeitsgebiet

### 3.1 Die Atacama-Störungszone

Die Atacama-Störungszone setzt im Gebiet von Taltal an der Küste bei Punta Morada rund 4 km nordöstlich von Taltal ein und verläuft von dort aus Richtung Süden bis zur Mündung der Quebrada Tipias in die Quebrada Taltal (s. Abb. 19, S. 59). Ab diesem Punkt ist die Atacama-Störungszone ca. 15 km in Richtung Südosten an der Taltal-Störung sinistral versetzt und findet erst wieder im Cerro-Breadal-Massiv nördlich des Aeropuerto Taltal ihre Fortsetzung. Von dort zieht sie - leicht konvex nach Osten gebogen - Richtung SSE, über die Cerros de la Peineta, den Cerro del Pingo, den Cerro de la Cachina und den Cerro Concha und biegt etwa in Höhe der Quebrada de la Cachina nach SSW um. Die Atacama-Störungszone ist durch eine Mylonit-Zone mit einer Breite zwischen 500 und 700 Metern charakterisiert; Kataklyse und Spröddeformation können bis in eine Entfernung von ca. 7 km entwickelt sein.

#### 3.1.1 Verlauf der Atacama-Störung und Störungsgesteine

Zwischen der Punta Morada und der Quebrada Tipias verläuft die Atacama-Störung im Kontaktbereich der Vulkanite der Formación Aeropuerto mit dem Granodiorit des Matancilla-Plutons. Innerhalb der etwa 2 m breiten Scherzone zeigen die Vulkanite ein s-c-Gefüge mit subhorizontalen Strömungen. Die Orientierung des s-c-Gefüges zeigt einen sinistralen Versatz an.

Nordwestlich des Cerro Breadal trennt die Atacama-Störungszone Vulkanite der Formación Aeropuerto im Westen von Quarziten und Areniten der Formación Las Tórtolas im Osten. Die Mylonit-Zone ist hier maximal 50 m breit und NNW-SSE-streichend orientiert. Die mylonitisierten Vulkanite der Formación Aeropuerto zeigen im Aufschluß eine schmale Bänderung, in der cm-breite Lagen von mafitreichen und mafitärmeren Bändern unterschieden werden können. Die Foliationsflächen fallen mit im Mittel  $47^\circ$  nach Westen ( $288^\circ$ ) ein. Einige zeigen subhorizontale Strömungen mit einem "rake"-Winkel von im Mittel etwa  $12^\circ$  nach Süd gerichtet. Übergänge zu unbeanspruchten Partien wurden nicht gefunden.

Im Dünnschliff der Vulkanite ist ein feinstreifiges Gefüge zu erkennen. Die hellen Komponenten bestehen aus feinkörnig rekristallisiertem Plagioklas, die dunkleren aus Hornblende und Hämatit. Die Korngröße beträgt im Mittel 20-40  $\mu\text{m}$ . Die Plagioklase sind stark saussuritiert. Die Dünnschliffe der mylonitisierten Quarzite zeigen das typische Rekristallisationsgefüge mit rundlich-buchtigen Kornkontakten in Tripel-Anordnung. Die Korngröße variiert zwischen 20 und 100  $\mu\text{m}$ .

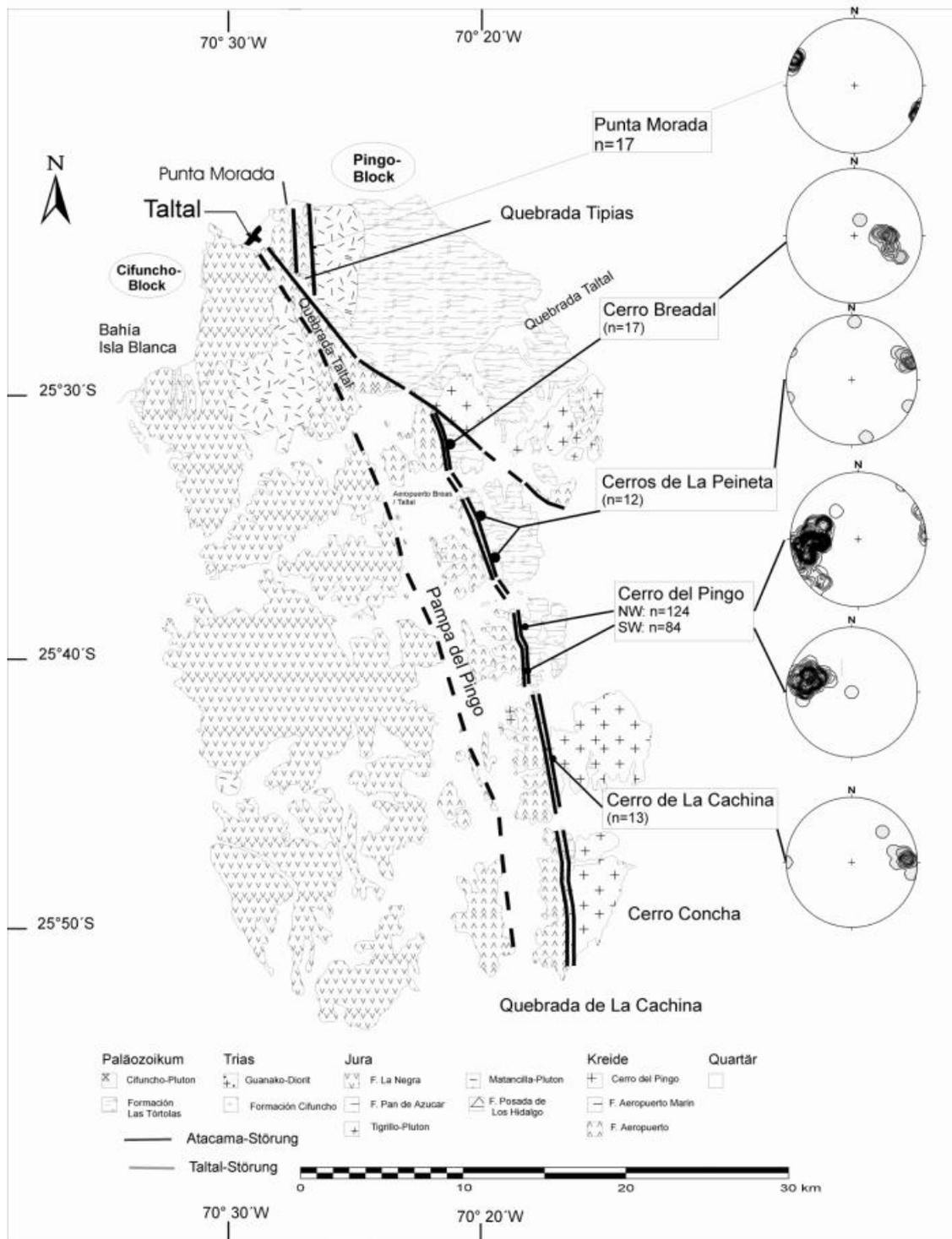


Abb. 19: Verlauf der Atacama-Störungszone im Arbeitsgebiet  
 Eingezeichnet sind die Polpunkt-Häufigkeits-Diagramme der mylonitischen Foliation der Atacama-Störungszone.

---

Dem Quarz als dominierendem Material sind wechselnde Anteile von Plagioklas und Biotit beigefügt. Der Biotit bildet dünne Lagen aus, die makroskopisch ein feinstreifiges Aufschlußbild verursachen.

Südlich des "Aeropuerto Taltal" ist die Atacama-Störungszone im Massiv der Cerros de Peineta (s. Abb. 19, S. 59) aufgeschlossen. Auch hier trennt die 300-400 m breite Mylonit-Zone kretazische Vulkanite im Westen und paläozoische Quarzite im Osten. Der in der geologischen Karte von NARANJO & PUIG (1984) eingezeichnete Matancilla-Pluton innerhalb der Mylonitzone konnte nicht bestätigt werden, es handelt sich dagegen um paläozoische Quarzite. Die mylonitisierten Vulkanite weisen wiederum ein Lagengefüge auf, in dem melanokrate und leukokrate Bestandteile getrennt wurden. Die paläozoischen Quarzite zeigen im Randbereich der Atacama-Störung ein strähniges Rekristallisationsgefüge mit teils buchtigen Kornformen. Im Zentrum der Mylonitzone ist die Korngröße der vollständig rekristallisierten Quarzite stark reduziert.

Nach einer Unterbrechung durch den Einschnitt der Quebrada de la Peineta ist die Atacama-Störungszone wieder auf der Westseite des Massivs des Cerro del Pingo aufgeschlossen (s. Abb. 19, S. 59). Der im Luftbild gut sichtbare, nach NW-führende Einschnitt trennt das Massiv in einen nordwestlichen und einen südwestlichen Abschnitt. Der nordwestliche Abschnitt besteht aus einem undeformierten, basaltischen Andesit (Formación Aeropuerto), paläozoischen Quarziten (Formación Las Tórtolas) und dem unterkretazischen Cerro-del-Pingo-Granodiorit (s. Geologische Karte - Anhang 1). In die paläozoischen Serien ist ein - nach eigenen Datierungen (s. Kap. 2.2.3, S. 50) - jurassischer Diorit intrudiert, der durch die Bewegungen an der Atacama-Störungszone deformiert wurde. Im Südwestabschnitt ist der Gesteinsbestand auf die Formación Aeropuerto westlich der Störungsspur und den Cerro-del-Pingo-Granodiorit östlich davon reduziert.

Die Zone der duktilen Deformation verläuft im Nordabschnitt auf der Trennlinie zwischen den Quarziten und dem Granodiorit, im Südabschnitt auf der Trennlinie zwischen den Vulkaniten und dem Granodiorit und erreicht zwischen ca. 100 und ca. 300 m Ausbiß-Breite. Die Deformationszone ist relativ scharf begrenzt; "Übergänge" in Form von lediglich foliierten Gesteinen sind nur wenige zehn Meter breit. Die Foliationsflächen der Mylonite und Kataklasite fallen mit im Mittel 65° überwiegend nach Osten ein. Bewegungsindikatoren sind makroskopisch nur schwer zu identifizieren, da die Gesteine der Mylonit-Zone sehr hart, eng gebändert und feinkörnig-dicht sind.

---

Profil I, Zentral-Bereich des Pingo-Massiv

Die erste, in einer Entfernung von ca. 150 m von der Atacama-Störungszone auf einer Höhe von 1270 m üNN gesammelte Probe - ein Diorit - zeigt noch über 1.000 µm große, tafelförmige Plagioklase sowie etwa 500 µm große Pyroxene (Diopsid) innerhalb einer hypidiomorph-körnigen Textur. Daneben treten bereits rekristallisierter Quarz und Alkalifeldspäte auf, an Akzessorien sind Zirkon und Titanit vorhanden.

Durch kataklastische Beanspruchung ist die in einem Abstand von ca. 50 m auf einer Höhe von 1280 m üNN gesammelte zweite Probe - ebenfalls ein Diorit - gekennzeichnet. Das mosaikartige Gefüge wird durch Pflasterstrukturen der Plagioklase und Pyroxene aufgebaut. Die Korngröße der Aggregate schwankt stark. Die Pyroxene sind zu Korn-Aggregaten tektonisiert, deren einzelne Komponenten die unterschiedlichsten Orientierungen der optischen Achsen zeigen. Der rekristallisierte Quarz ist gegenüber der ersten Probe nochmals in der Korngröße reduziert. Zirkone und Titanite sind unverändert erhalten geblieben.

Im Geländeprofil folgen nach den kataklastisch beanspruchten Proben innerhalb kurzer Distanz und ohne aufgeschlossene Zwischenglieder mylonitische Gesteine. Sie sind extrem hart, zeigen eine braune Verwitterungskruste und sind im frischen Anschlag von hellgrün-grauer Farbe. Teilweise sind größere Klaster bereits wieder herausgewittert. In den Dünnschliffen wird die fast vollständige Umkristallisation deutlich. Quarz und Plagioklas sind zu einer sehr feinkörnigen und schlierig ausgebildeten Matrix mylonitisiert worden. Die mittlere Korngröße dieser Matrix liegt zwischen einem und zehn Mikrometern. Teilweise ist die Korngröße so weit herabgesetzt, daß opake Schlieren erscheinen. In dieser Matrix "schwimmen" Plagioklas-Klaster mit einem Durchmesser zwischen 50 und 100 µm. Ein Bewegungssinn ist an diesen Klaster jedoch nicht angezeigt.

In ultramylonitischen Proben aus dem Zentrum der Atacama-Störungszone ist die Korngröße extrem herabgesetzt, so daß die Gesteine durch eine fast opake, schlierige Matrix gekennzeichnet sind. Auffallend in diesen Gesteinen sind pygmatische Schlieren, die eine pure-shear-Komponente anzeigen sowie Knoten aus Diopsid-Aggregaten und seinen Umwandlungsprodukten. Die Diopsid-Aggregate sind intensiv zerbrochen und in ihrer optischen Orientierung gegeneinander verstellt. Sie werden von der Matrix aus Quarz und Plagioklas umflossen. Die "Knäuel" erreichen bis zu mehrere Millimeter Durchmesser und sind teils rotiert, wobei ein sinistraler Schersinn erkennbar ist.

In einigen Mylonitproben ist es in den Druckschatten der quasi als riesige  $\sigma$ -Klasten agierenden Knäuel aus Diopsid zu einer Uralitisierung des Diopsids gekommen. Dabei sind pinsel- und fiederartige Amphibole entstanden. Vereinzelt findet sich diese Umwandlung auch in ehemaligen Hohlräumen, wobei sich an den Wänden zunächst pinselartige Amphibole, im Inneren dann Aktinolith bildeten, mit Quarz verheilt.

Am Cerro de la Cachina (s. Abb. 19, S. 59), einem Massiv, das sich südlich an das Cerro del Pingo anschließt, ist wiederum überwiegend das Paläozoikum durch die Mylonitisierung beansprucht worden. Die erste Probe zeigt noch die ursprüngliche Textur des paläozoischen Sandsteins mit nur wenigen rekristallisierten Quarz-Körnern. In der zweiten Probe aus dem Randbereich der Atacama-Störungszone ist bereits eine vollständige Rekristallisation und eine Separation in leukokrate und melanokrate Schlieren zu erkennen. Aus dem Zentrum der Störungsspur stammt die dritte Probe, deren Korngröße durch die Scherbewegung extrem herabgesetzt worden ist.

### 3.1.2 Schersinnindikatoren entlang der Atacama-Störungszone

Die mylonitisierten Gesteine der beanspruchten Formationen zeigen eine Reihe von Schersinnindikatoren mit einem einheitlich sinistralen Schersinn. Überwiegend werden  $\sigma$ - und  $\delta$ -Klasten gefunden, sowohl im makroskopischen wie auch mikroskopischen Bereich. Die zweite Gruppe stellen s-c-Gefüge dar. Eher untergeordnet vertreten sind horizontale bzw. subhorizontale Strömungen. Zusammengefaßt zeigen diese eine N-S-Orientierung sowie rake-Winkel zwischen  $10^\circ$  und  $15^\circ$ .

### 3.1.3 Alter der Bewegung an der Atacama-Störungszone

An mehreren Profilen quer zum Streichen der Atacama-Störungszone konnten im Bereich des Cerro del Pingo Proben mit unterschiedlichem Deformationsgrad des Granodiorits entnommen werden. Profile, in denen ein kontinuierlicher Übergang von undeforziertem Granodiorit bis zu Ultramylonit aufgeschlossen ist, sind im Arbeitsgebiet nicht zu beobachten. Innerhalb der paläozoischen Serien im Nordwest-Bereich des Cerro-del-Pingo-Massivs ist ein jurassischer Intrusiv-Körper lokalisiert worden (s. Kap. 2.2.3, S. 50), an welchem die Alter festgestellt werden konnten.

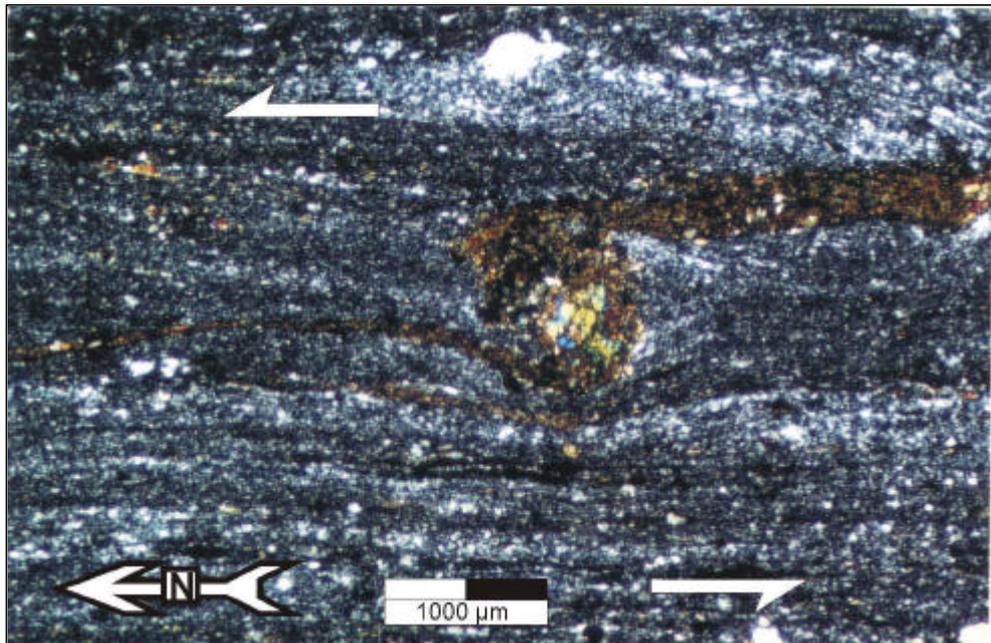


Abb. 20: Sinistral gescherter  $\delta$ -Klast aus dem Kernbereich der Atacama-Störungszone am Cerro del Pingo

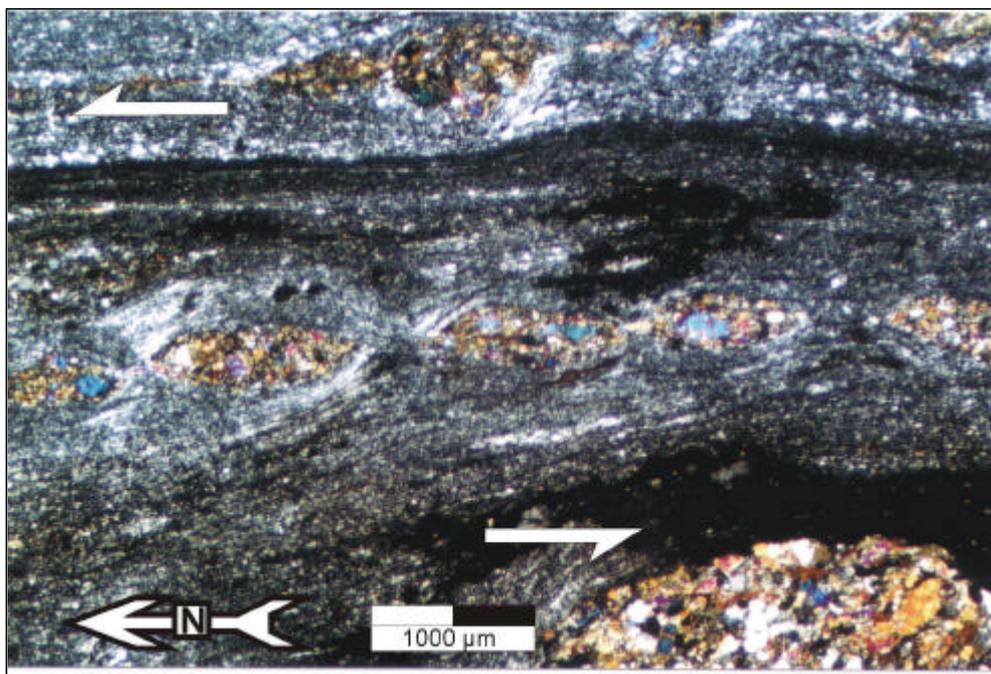


Abb. 21: Sinistrales s-c-Gefüge aus dem Kernbereich der Atacama-Störungszone

Die mit der  $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ -Methode bestimmten Mineralalter (s. Tabelle 7) sind zunächst innerhalb ihres Fehlerbereiches als gleich alt zu werten. Die Gründe für einen relativ weiten Fehlerbereich können mannigfaltiger Natur sein und können im Rahmen dieser Arbeit nur umrissen, jedoch nicht abschließend geklärt werden. Die intensive Beanspruchung der magmatischen Gesteine der Küstenkordillere durch Alterationsprozesse legt eine Störung des Isotopensystems nahe. Der Einfluß von thermalen Alterationsprozessen wird in den Dünnschliffen durch intensive Umwandlung nahezu aller Minerale deutlich. Ohne weitere Untersuchungen bleibt das Ausmaß jedoch spekulativ.

PROBE	LOKATION	MINERAL	METHODE	ALTER
Di 10	ca. 50 m westlich der Atacama-Störung	prädeformative Porphyroklasten	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ an Hbl	148 ± 7 Ma
Di 11	westlicher Rand Scherzone	dynamisch rekristallisierte, syndeformative Hornblenden	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ an Hbl	141 ± 6 Ma
Di 14	Zentrum Scherzone	dynamisch rekristallisierte, syndeformative Hornblenden	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ an Hbl	138 ± 5 Ma
Di 6	östliche Scherzone	rekristallisierte Hornblenden	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ an Hbl	137 ± 5 Ma
Di 7	östliche Scherzone	rekristallisierte Hornblenden	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ an Hbl	137 ± 5 Ma

Tabelle7: Datierungen eines jurassischen Diorits, der durch Bewegungen an der Atacama-Störungszone mylonitisiert wurde

Das Alter der prädeformativen Porphyroklasten aus der Probe Di 10 gibt einen Hinweis auf ein wahrscheinlich oberjurassisches Intrusionsalter des Diorits. Das nächstfolgende Alter von 141 ± 6 Ma der Probe Di 11 wurde aus syndeformativ rekristallisierten Hornblenden gemessen, deutet also hin auf die Hauptphase der Bewegung in diesem Pluton. Die nahezu identischen Alter von 138 ± 5 Ma aus dem Zentrum und 137 ± 5 Ma aus dem östlichen Bereich der Atacama-Störungszone scheinen bereits durch die Intrusion des Cerro-del-Pingo-Granodiorits beeinflusst.

Eine exaktere Eingrenzung der Aktivität der Atacama-Störungszone, wie sie von SCHEUBER & HAMMERSCHMIDT (1995) für den Bereich am Cerro Paranál exemplarisch dargelegt wurde, war aufgrund der Aufschluß- und Alterationssituation und ohne Anwendung anderer Datierungsmethoden nicht möglich.

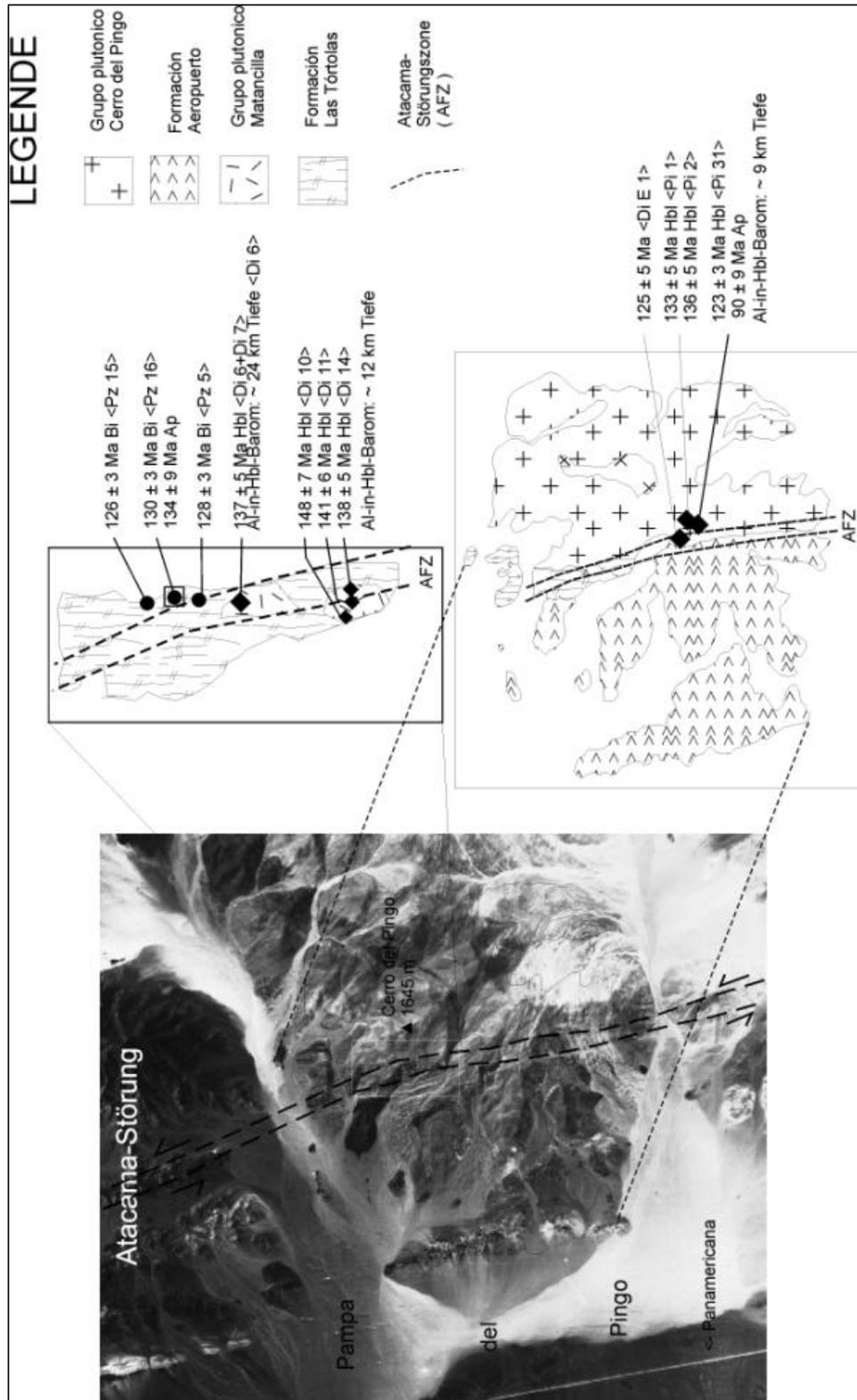


Abb. 22: Probenlokationen der Datierungen und Druckbestimmungen an der Atacama-Störung

3.1.4 Druckindikatoren an Intrusivgesteinen im Bereich der Atacama-Störungszone

Zur Bestimmung des Intrusionsniveaus der im Arbeitsgebiet im Bereich der Scherzone und außerhalb aufgeschlossenen Intrusivkörper wurden Druckbestimmungen nach der Al-in-Hornblende-Methode (SCHMIDT 1992) am Institut für Mineralogie der FU Berlin durchgeführt. Die Ergebnisse der Untersuchungen an vier Proben aus der Scherzone und der undeformierten Probe Pi 31 sind in der folgenden Tabelle aufgelistet.

PROBE	LOKATION	MINERAL	METHODE	TIEFE
Di 14	Zentrum Scherzone	dynamisch rekristallisierte Hornblenden	Al-in-Hbl	12 km
Di 5	östliche Scherzone	rekristallisierte Hornblenden	Al-in-Hbl	29 km
Di 6	östliche Scherzone	rekristallisierte Hornblenden	Al-in-Hbl	24 km
Di 7	östliche Scherzone	rekristallisierte Hornblenden	Al-in-Hbl	25 km
Pi 31	Cerro-del-Pingo-Granodiorit, undeformiert	magmatische Hornblenden	Al-in-Hbl	9 km

Tabelle 8: Druckbestimmungen an Intrusiv-Gesteinen (Al-in-Hbl-Methode indikativ für das Intrusionsniveau) aus dem Bereich der Atacama-Störungszone

Die Analyse der Probe des undeformierten Cerro-del-Pingo-Granodiorits, östlich der Scherzone gelegen, ergab eine realistische Tiefe für das Intrusionsniveau von etwa 9 km.

Die Barometrie von drei Proben des jurassischen Diorits aus dem randlichen Bereich der Scherzone ergab Werte für ein Krustenstockwerk von etwa 24-29 km, eine weitere Probe des jurassischen Diorits aus dem Zentrum der Scherzone dagegen einen Wert von ca. 14 km Tiefe. Damit liegen im Bereich der Atacama-Störungszone offensichtlich Gesteine aus unterschiedlichen Teufenbereichen heute auf einem gleichen Krustenniveau nebeneinander. Inwieweit das barometrische System vom Druckregime in der Störungszone beeinflusst wurde und damit die Intrusionstiefen ggf. verfälscht worden sind, ist mit den durchgeführten Untersuchungen nicht zu klären. Da jedoch von einem etwa gleichen Einfluß des Schersystems auf die Barometrie ausgegangen werden kann, ist die relative Differenz der Intrusionstiefen als sicher anzunehmen.

### 3.2 Das Las-Luces-Lineament

Im Bereich der Quebrada Buena Esperanza ist es entlang eines Störungssystems im Übergangsbereich zwischen den marinen Sedimenten der Formación Pan de Azúcar und den Vulkaniten der Formación La Negra sowohl zu Abschiebungen wie auch zu Seitenverschiebungen gekommen. Das auf Luft- und Satellitenbildern erkennbare Störungssystem setzt an der Quebrada Cifuncho ein und verläuft östlich der Cerros Mantos de Agua Richtung S-SE über die Mina Las Luces bis zur Diorit-Intrusion an der Quebrada Portozuelo (s. Abb. 23, S. 68). Die Fortsetzung nach Süden verläuft im Übergangsbereich der Formación Posada de los Hidalgo zur Formación La Negra weiter in Richtung SSE bis zur Lokation Las Bombas an der Quebrada de la Cachina. Dieses Störungssystem wird im folgenden unter dem Begriff 'Las-Luces-Lineament' zusammengefaßt. Weitere auffallende Eigenschaften des Las-Luces-Lineaments sind die zahlreichen Kupfervorkommen entlang dieses Lineaments, die durch kleine und größere Minen erschlossen werden.

Zwischen dem Los-Mantos-Pluton und der Quebrada Portozuelo wird das Las-Luces-Lineament durch ein listrisches Abschiebungssystem mit nach Ost fallenden Hauptabschiebungen, aufgeschlossen im Bereich der Formación Pan de Azúcar (s. Abb. 24, S. 69), sowie diversen nach West fallenden antithetischen Zweigabschiebungen im Übergangsbereich der Formationen Pan de Azúcar und La Negra gebildet (s. Abb. 25, S. 69). Die Versatzweite der Hauptabschiebung war nicht zu ermitteln, da geeignete Markerhorizonte fehlen. An den Zweigabschiebungen wurden bis zu 20 m Sprunghöhe entsprechend der Extension beobachtet. Zeitlich wird dieses Abschiebungssystem durch einen in die Abscherbahn intrudierten, NW-streichenden Gang festgelegt, da dieser Gang zu der Gruppe der oberjurassischen NE-SW- und NW-SE-streichenden Gänge gehört. Er ist nach der Abschiebungsbewegung in die Scherbahn eingedrungen, ist dieser über etwa 25 m gefolgt und setzte dann die NW-Richtung fort. In der Nähe dieses Ganges wurden in einigen Aufschlüssen subhorizontale Strömungen gefunden - sowohl in den Gesteinen der Formación Pan de Azúcar wie denen der Formación La Negra-, so daß es hier auch zu Seitenverschiebungen kommen konnte. Es fehlen jedoch Kriterien, einen Versatzbetrag zu bestimmen.

Das Las-Luces-Lineament stellt damit ein Element eines Extensionsregimes in den jurassischen Serien dar, das älter als 148 Ma ist.

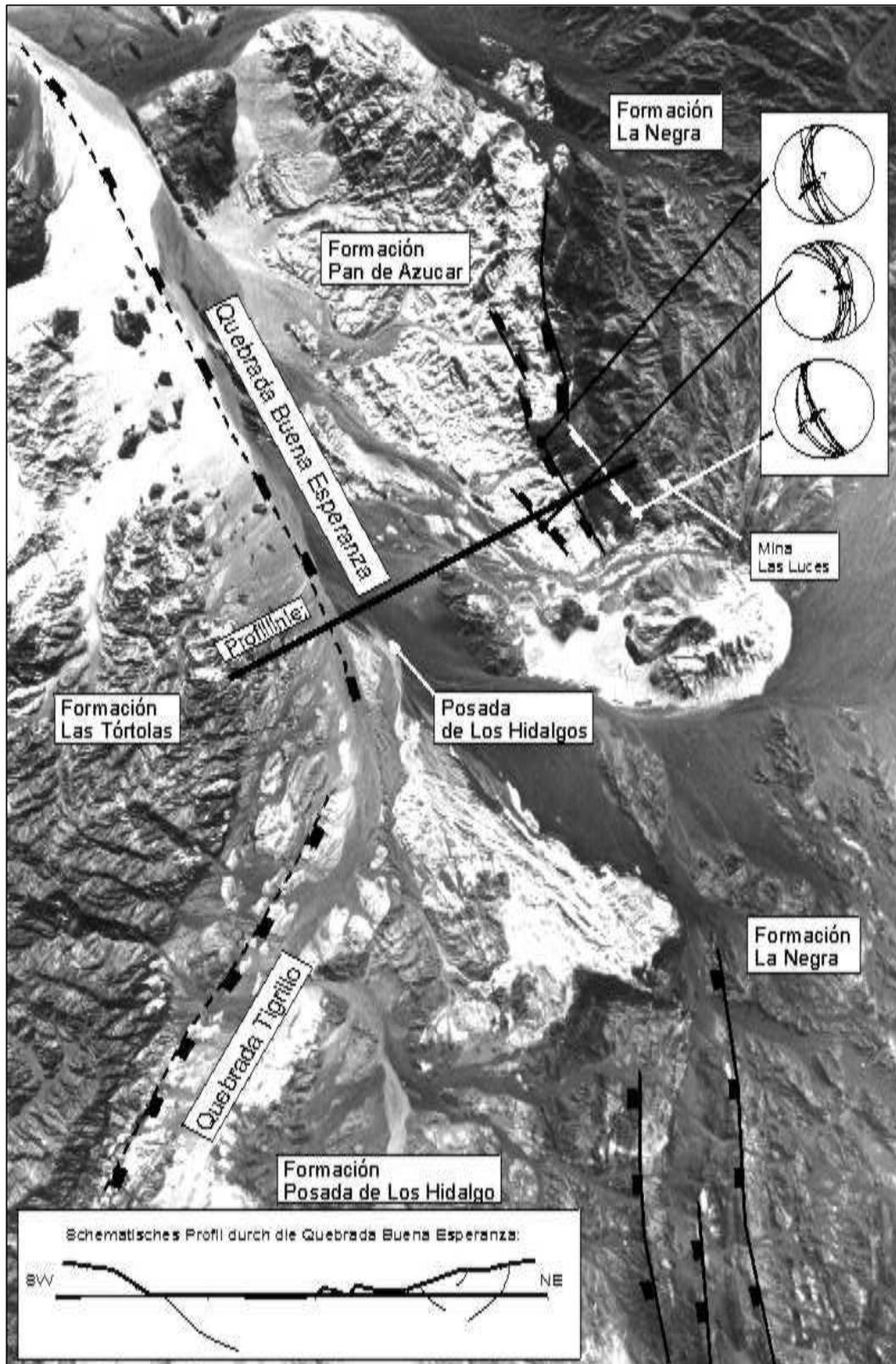


Abb. 23: Das Las-Luces-Lineament mit syn- und antithetischen Abschiebungen

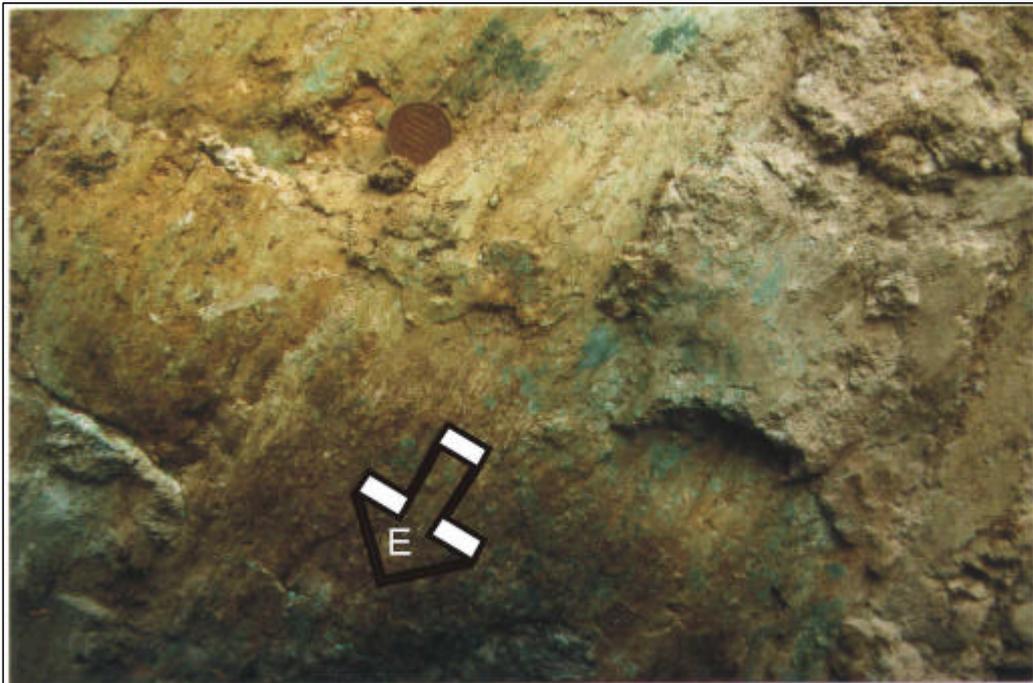


Abb. 24: Hauptabschiebung am Las-Luces-Lineament in den Kalken der Formación Pan de Azucar  
Pfeil zeigt Bewegung des hangenden Blocks (Fläche  $96^{\circ}/43^{\circ}$ , rake-Winkel der Striemen  $35^{\circ}/E$ )

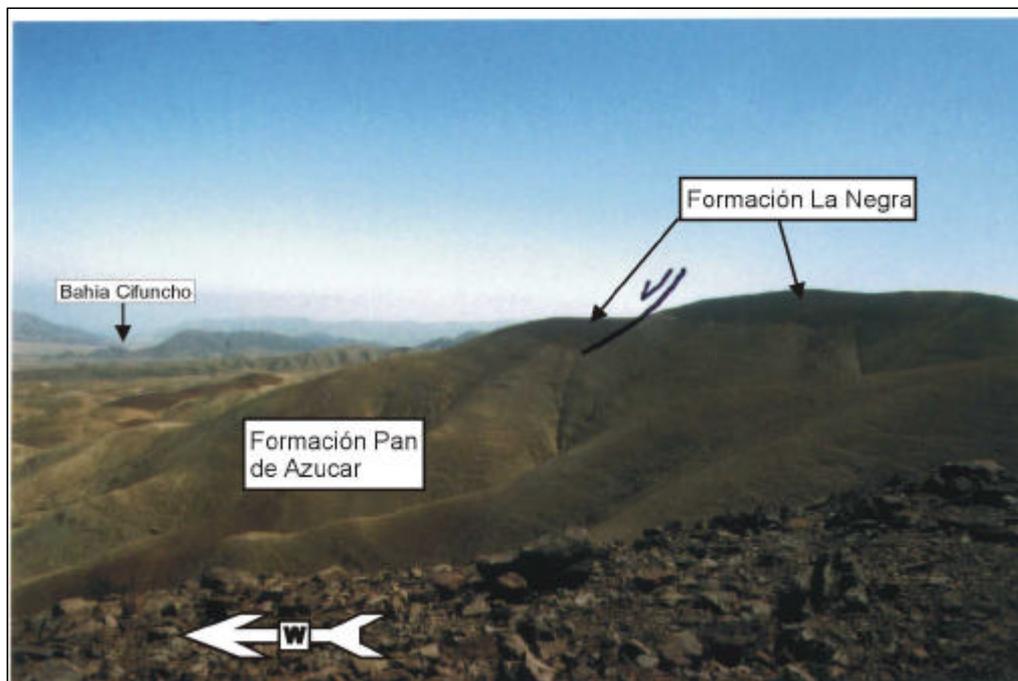


Abb. 25: Nach West fallende Zweigabschiebung am Las-Luces-Lineament im Übergangsbereich der Formación Pan de Azucar zur Formación La Negra, Blick Richtg N, Abschiebungsbetrag ca. 20 Meter

Die Fortsetzung des Las-Luces-Lineaments Richtung Süden zeigt in Luft- und Satellitenbildern mehrere parallel angeordnete, N-S-streichende Hügelketten. Die Hügelketten stellen nach West fallende, synthetische Abschiebungen dar. Diese treten im Übergangsbereich zwischen der Formación Posada de los Hidalgo und der überlagernden Formación La Negra auf.

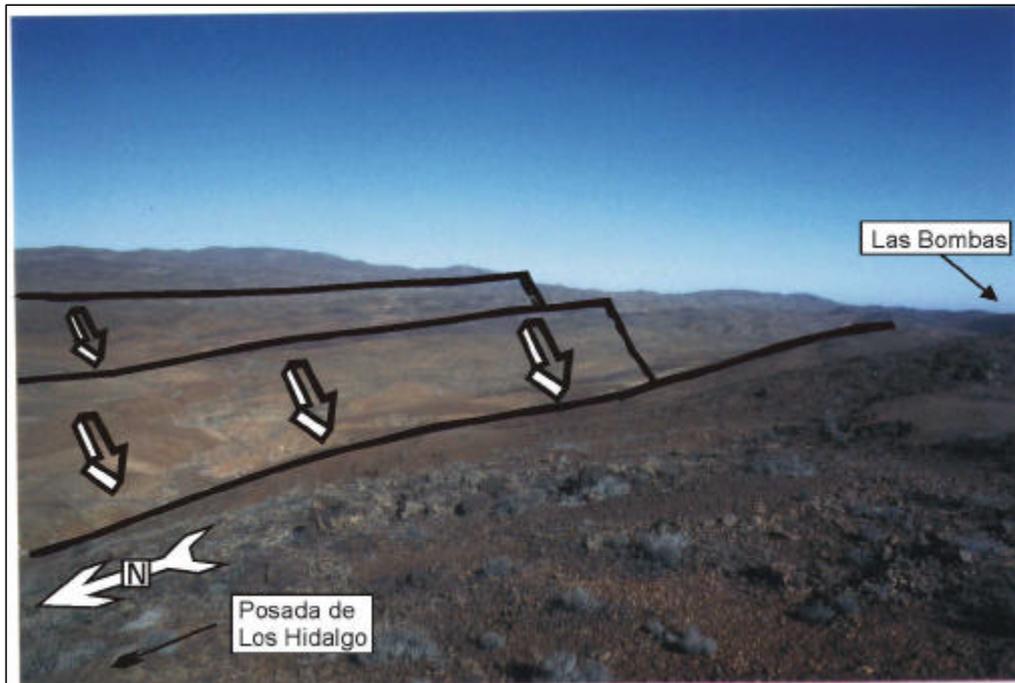


Abb. 26: Gestaffelte Abschiebungen im Bereich Las Bombas, Blick Richtung SE

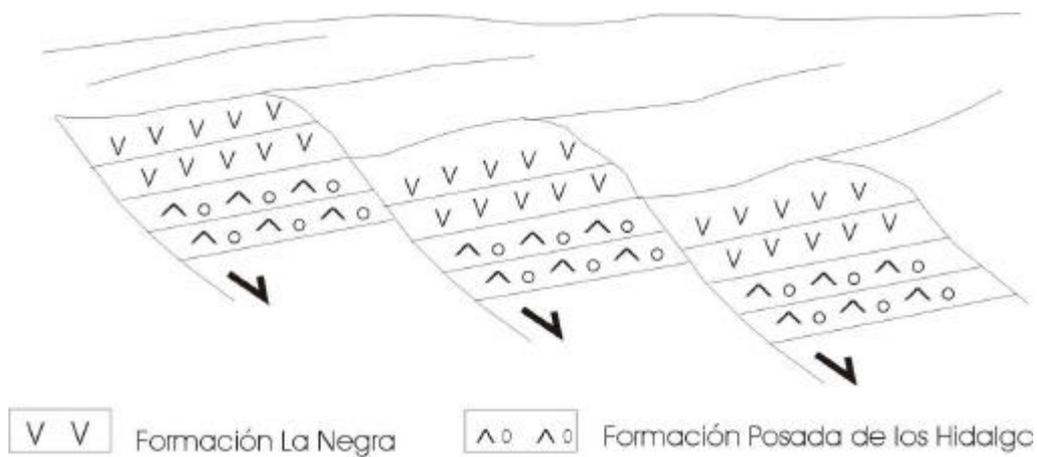


Abb. 27: Schemazeichnung der gestaffelten Abschiebungen

### 3.3 N- bis NW-streichende Störungen an Teilblockgrenzen

Im Arbeitsgebiet charakteristisch sind weiter N- bis NW-streichende Lineamente ausgebildet, die auf Luft- und Satellitenbildern gut als Photolineationen zu erkennen sind und auch durch Quebradas nachgezeichnet werden (s. Abb. 18, S. 57). Im Cifuncho-Block lassen sich entsprechend entlang der Quebrada Buena Esperanza und der Quebrada Gritón Lineamente nachzeichnen, die mit den Grenzen der postulierten Teilblöcke P und C1 zusammenfallen.

#### 3.3.1 Störungssystem in der Quebrada Buena Esperanza

Die zwischen der Formación Las Tórtolas und dem Cifuncho-Pluton im Westen und den triassischen und jurassischen Serien im Osten befindliche Quebrada Buena Esperanza zeichnet ein Lineament nach, das sich von der Bahía Cifuncho über die Quebrada Cifuncho und Quebrada Buena Esperanza bis zum Abzweig der Quebrada Tigrillo verfolgen läßt (s. Abb. 18, S. 57). Hinweise auf eine Störung sind durch wenige Aufschlüsse an der Westseite der Quebrada Buena Esperanza gegeben, wo Phyllite der Formación Las Tórtolas eine zum Hauptmassiv hin gestörte Lagerung zeigen, in welcher der ursprüngliche Lagerungsverband aufgelöst ist und nun ein chaotisches Gefüge aufweist. Die den Phylliten der Formación Las Tórtolas entsprechende schwarz-graue Färbung ist in eine violett-grünliche übergegangen. Beide Phänomene deuten auf eine tektonische Beanspruchung der Serien hin und sind auch in der Quebrada del Gritón (s. Kap. 3.3.2, S. 72) zu beobachten.

Wie im vorherigen Kapitel beschrieben, ist mit dem Las-Luces-Lineament östlich der Quebrada Buena Esperanza ein listrisches Abschiebungssystem aufgeschlossen. Das Lineament, das durch die Quebrada Buena Esperanza nachgezeichnet wird, stellt möglicherweise eine weitere Störung des listrischen Systems dar, da hier die triassische Formación Cifuncho auf einem Niveau neben der paläozoischen Formación Las Tórtolas liegt. Eine Interpretation der Lagerungsverhältnisse ist in Abb. 23, S. 68, und dem Profil Nr. III (Anhang 2) wiedergegeben.

### 3.3.2 Störungssystem in der Quebrada del Gritón

Die NNW-streichende Quebrada del Gritón wird ebenfalls von einem Störungssystem durchzogen. Die Spur der Hauptstörung verläuft auf der SW-Seite der Quebrada in den Phylliten des Paläozoikums, in unmittelbarer Nähe zur den triassischen Serien und streicht etwa 300° (WNW). Resultat der Bewegungen an dieser Bewegungsbahn sind stark deformierte Phyllite. Die triassischen Serien waren davon nicht betroffen (s. Abb. 28, unten). Die schwarz-grauen Phyllite der Formación Las Tórtolas wurden zerbrochen und in verschiedenste Richtungen zerschert. Das Schieferungsgefüge ist einem regellosen Agglomerat kleinerer Bruchstücke gewichen. Die Färbung der nun stengel- bis plättchen-förmigen Bruchstücke wechselte zudem in bläulich-lila. Diese Störung ist nur im Zentralbereich der Quebrada del Gritón, im sog. "Canyon", aufgeschlossen. Eine Fortsetzung nach SE ist nicht erkennbar bzw. bereits überschottet worden. Bewegungsindikatoren wurden nicht gefunden. Die Einmessung der Lagerungsverhältnisse der triassischen Gesteine ergab insgesamt drei, durch Bruchkanten bzw. Lineamente getrennte Bereiche, beginnend aus westlicher Sicht mit einem Einfallen der Serien nach Westen, anschließend etwa horizontaler Lagerung und weiter östlich einem Einfallen nach Osten (s. Abb. 22, S. 65). Da auch hier, wie in der Quebrada Buena Esperanza, triassische Serien auf einem Niveau neben paläozoischen Einheiten liegen, werden die Lineamente als Hinweise eines Abschiebungssystems interpretiert.

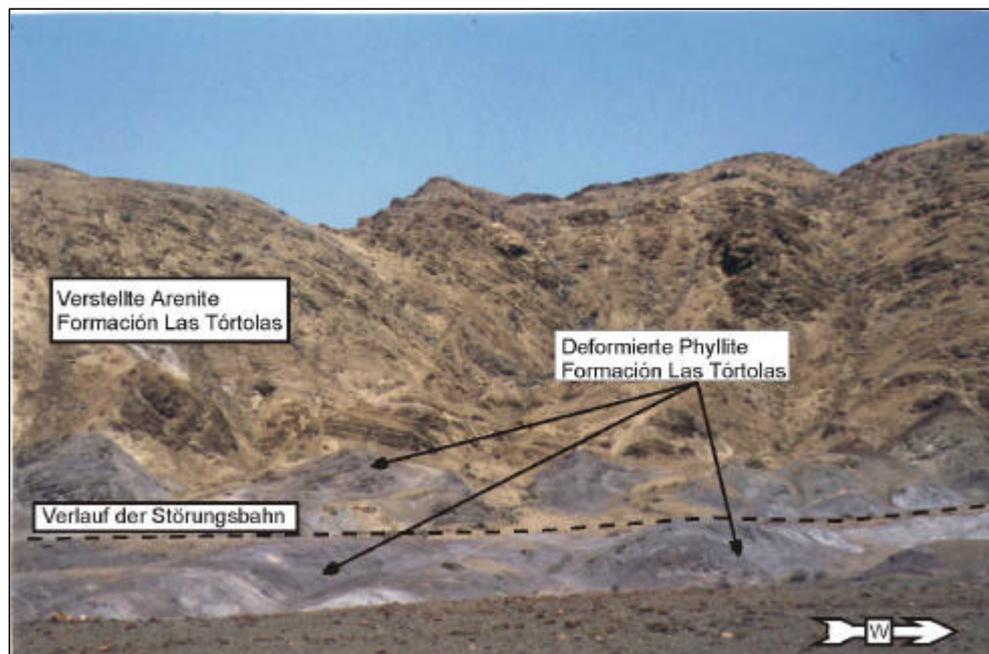


Abb. 28: Deformierte Phyllite in der Quebrada del Gritón, Blick Richtung S

### 3.3.3 Aguada Jacinto Diaz

Etwa 500 m nördlich der Aguada Jacinto Diaz in der Quebrada Tigrillo sind bei 25°48'57"S / 70°34'45"W auf etwa 500 m Länge die Störungsletten zwischen dem paläozoischen und mesozoischen Teilblock aufgeschlossen (s. Abb. 29, S. 74). Die Störung streicht im südlichen Abschnitt 10°NE und dreht im nördlichen Bereich auf 20°NE. Das Ausgangsgestein, ein feinkörniges, triassisches Konglomerat, wurde intensiv zerschert. Deformierte Klasten belegen einen sinistralen Schersinn (s. Abb. 30, S. 74). Die Scherflächen fallen mit im Durchschnitt 34° nach ESE ein. Die paläozoischen Schiefer in der näheren Umgebung wurden ebenfalls sinistral geschert. Dieser Aufschluß zeigt exemplarisch die Bewegungskinematik zwischen einem paläozoischen und mesozoischen Krustensegment innerhalb des Cifuncho-Blocks und läßt erkennen, daß sich die Blöcke horizontal wie vertikal gegeneinander bewegen konnten.

## 3.4 NE-streichende Störungen

### 3.4.1 NE-Versatz in der Quebrada Fuente del Arriero

Den Übergang zwischen Trias und Jura bildet im Bereich der Quebrada Fuente del Arriero ein ca. 10-15 m mächtiger, wahrscheinlich triassischer, Tuff-Horizont. Dieser Leithorizont wurde an einer NE-streichenden Blattverschiebung um etwa 500 m dextral nach NE versetzt (s. Abb. 31, S. 75).

An einem Abschnitt des Tuffbandes wurde eine Harnischfläche mit Strömungen gefunden. Die in der ehemaligen Scherbahn liegende Harnischfläche ist nach Nordwesten ausgerichtet (s. Abb. 32, S. 75). Die Striemen sind subhorizontal orientiert und fallen etwa mit 20°-30° nach NE ein. Der zwischen 20° und 30° liegende "rake"-Winkel identifiziert die Striemen als durch eine Blattverschiebung entstanden.

Desweiteren wurden die paläozoischen und triassischen Serien aufgefaltet, die genauen Daten werden in Kapitel 3.6.1, S. 82, beschrieben.

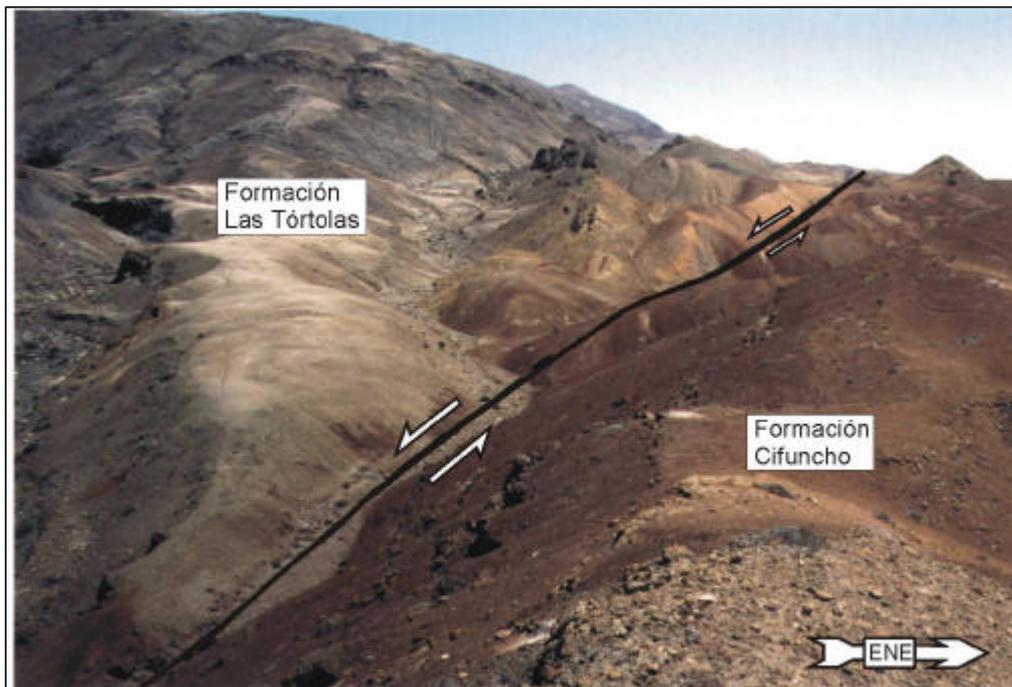


Abb. 29: Aguada Jacinto Diaz: NNW-verlaufende Störungszone, Blick Richtung WNW

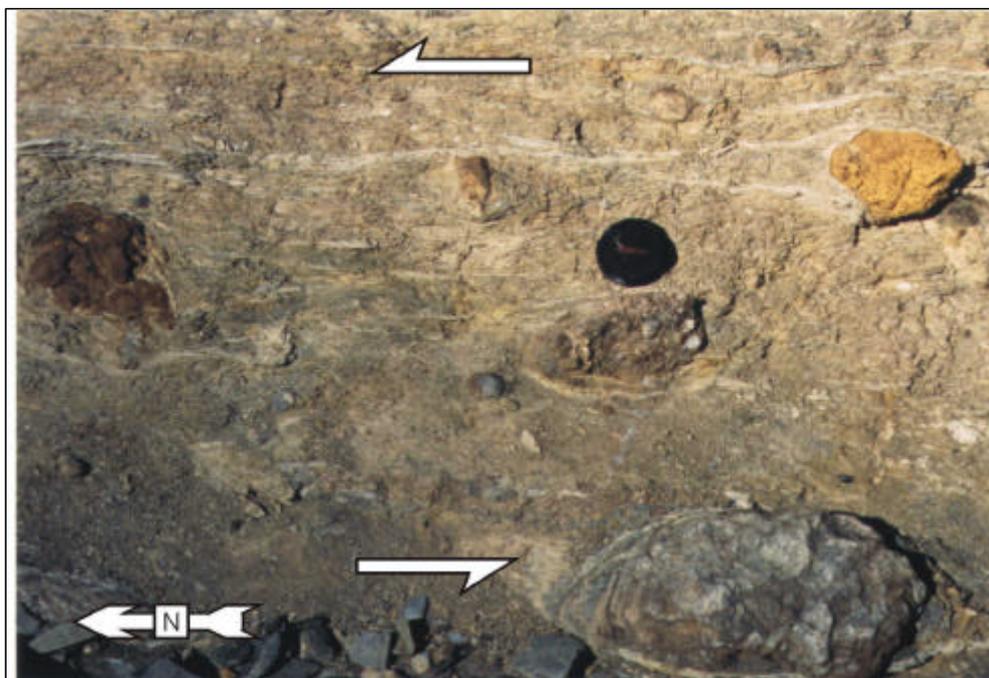


Abb. 30: Aguada Jacinto Diaz: Detail der "fault gauge", Blick Richtung ENE

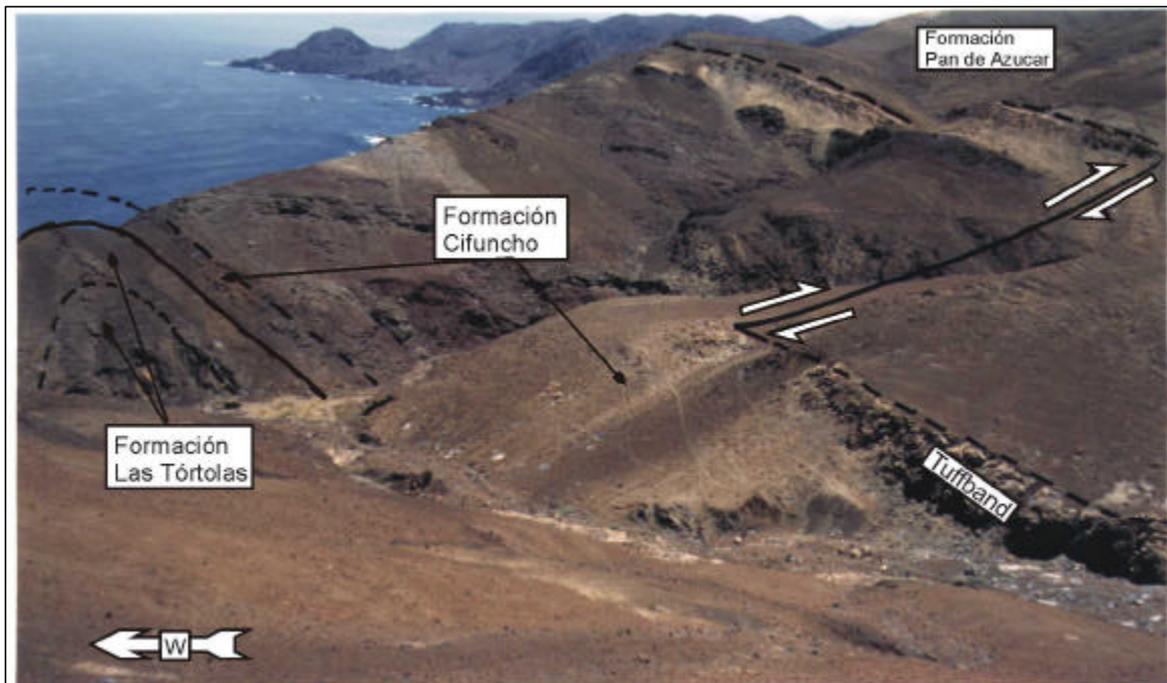


Abb. 31: Quebrada Fuente de Arriero: NE-Versatz eines Tuffbandes mit Falte im Paläozoikum und der Trias  
Blick Richtung N

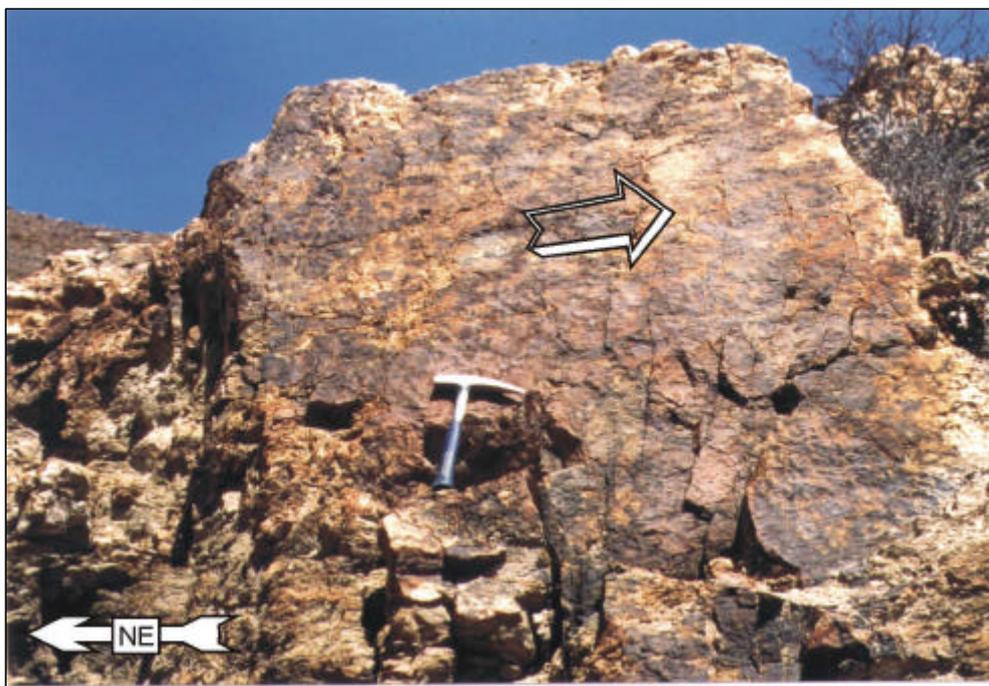


Abb. 32: Quebrada Fuente de Arriero: Harnischfläche des Tuffbandes  
Blick Richtung SW

---

### 3.4.2 NE-Lineament entlang der Quebrada Cifuncho

Der Verlauf der NE-SW-streichenden Quebrada Cifuncho geht offensichtlich auf die Vorprägung durch eine Störung zurück. Bereits 1970 wurde auf Satellitenaufnahmen der NASA (SEGERSTROM 1970) ein auffallendes Lineament entdeckt, welches von der Bahia Cifuncho über die Quebrada Cifuncho, die Quebrada Los Zanjones, die Quebrada Taltal und die Präkordillere bis in die Westkordillere zum Salar de Gorbea verfolgt werden kann (s. Abb. 33, S. 77). Im heutigen Aufschluß-Niveau ist entlang der Quebrada Cifuncho ein Versatz der Aufschlüsse des Cifuncho-Plutons und der triassischen und jurassischen Serien zu erkennen. Jedoch bereits in den Vulkaniten der Formación La Negra ist mangels eindeutig korrelierbarer Horizonte ein Versatz entlang dieses Lineaments nicht mehr festzustellen.

Östlich der Atacama-Störungszone sind sowohl die Quebrada Taltal wie auch die Quebrada de la Peineta relativ breit angelegt und könnten so die Fortsetzung der möglichen Störung bilden. Ein dextraler Versatz ist jedoch auch hier nicht mit Sicherheit zu bestimmen.

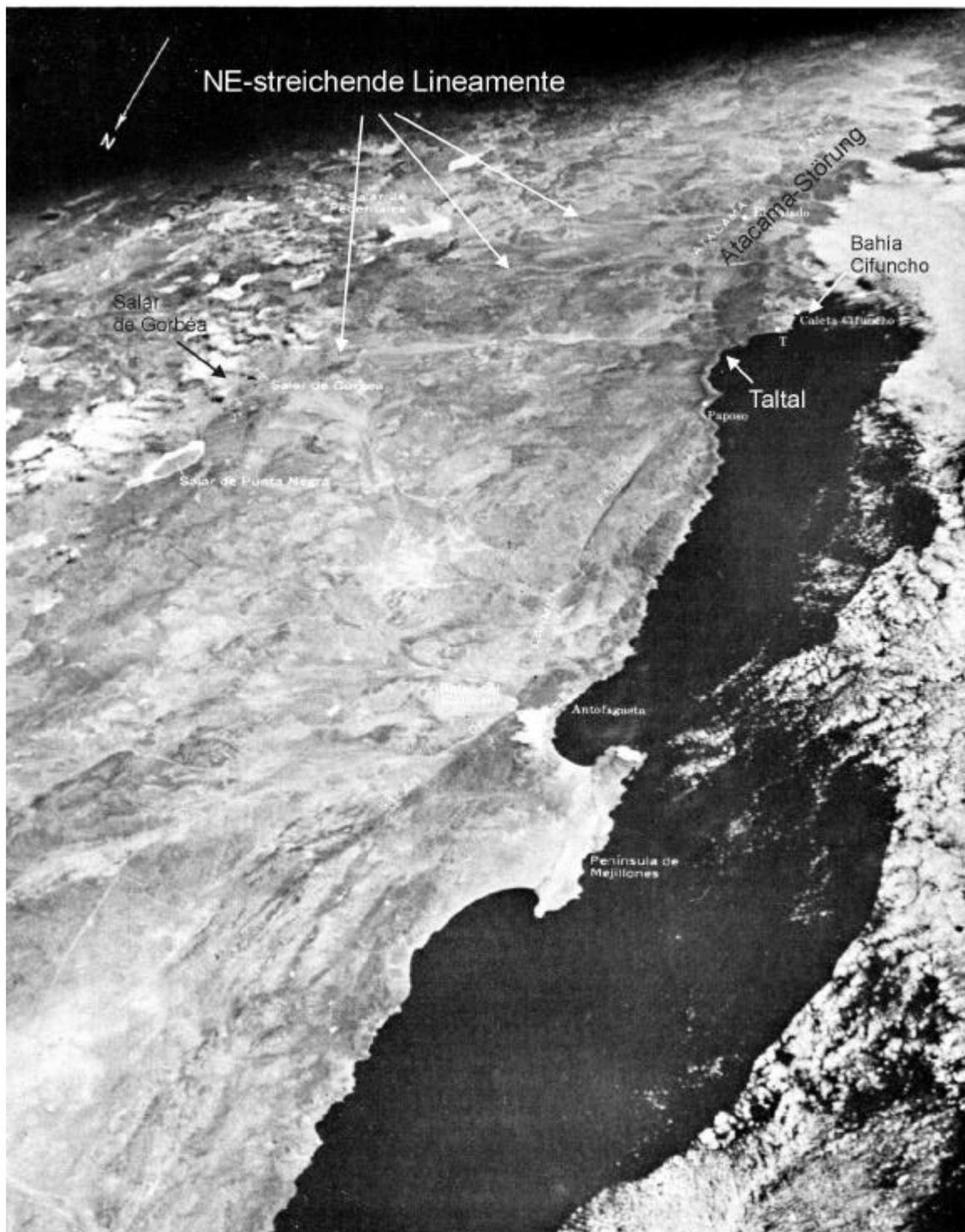


Abb. 33: Quebrada Cifuncho: Aufnahme von Nordwest, Apollo-7-Mission 1970  
 Die Pfeile deuten auf das Lineament, welches sich von der Bahía Cifuncho über die Quebrada Cifuncho, die Quebrada Zanjonés und die Quebrada Taltal bis in die Präkordillere hineinzieht und weitere Lineamente parallel dazu

### 3.5 Taltal-Störung

Die jüngste NW-orientierte Störung im Arbeitsgebiet ist die  $\pm$  vertikal-stehende Taltal-Störung. Sie setzt bei Taltal ein und streicht mit  $135^{\circ}$ SE entlang der Quebrada Taltal, quert etwa 5 km östlich des Aeropuerto Taltal die Panamericana, biegt leicht in Richtung E ein und läuft in den Plutoniten der Sierra del Pingo aus. Ein sinistraler Schersinn ergibt sich aus dem Versatz der Atacama-Störungszone um etwa 15 km Richtung SE (Geologische Karte - Anhang 1). Die Ausstrichbreite der Störung liegt zwischen 50 m und rund 400 m. Auf der südwestlichen Seite der Störung wurden ausschließlich die Vulkanite der Formación Aeropuerto deformiert, auf der nordöstlichen Seite dagegen wurden auch die quarzitisch-arenitischen Serien der Formación Las Tórtolas einbezogen.

Indikatoren der Bewegungen sind subhorizontale Striemungen, s-c- und ecc-Gefüge, die in den Vulkaniten der Formación Aeropuerto auftreten. Mylonite wurden entlang dieser Störung nicht gefunden, somit ist die Deformation im Sprödbereich abgelaufen. Calcit-Besatz von Störungsflächen sowie vereinzelte, kleine Kupfervorkommen deuten auf hydrothermale Aktivitäten entlang dieser Störung.

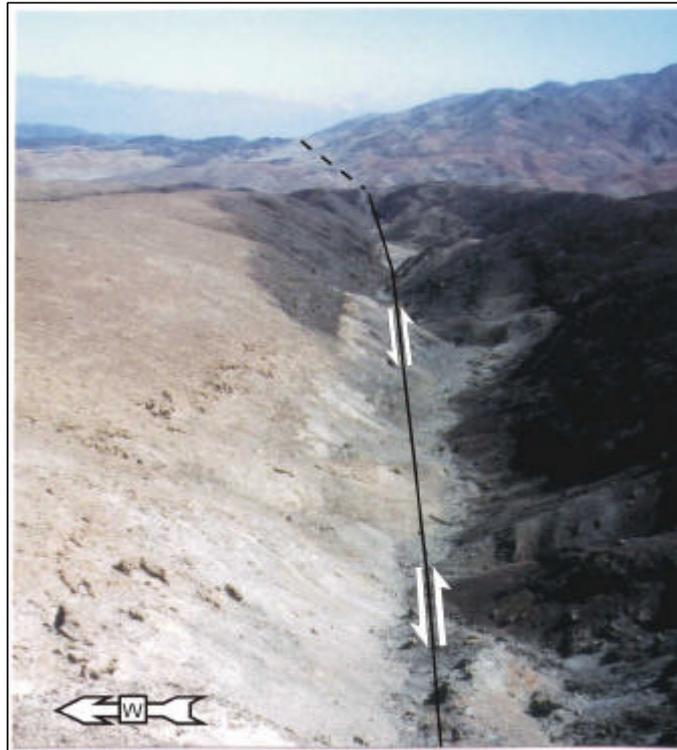


Abb. 34: Taltal-Störung, Blick Richtung NNW  
Formación Las Tórtolas (helle Serien) links im Bild, Formación Aeropuerto rechts davon

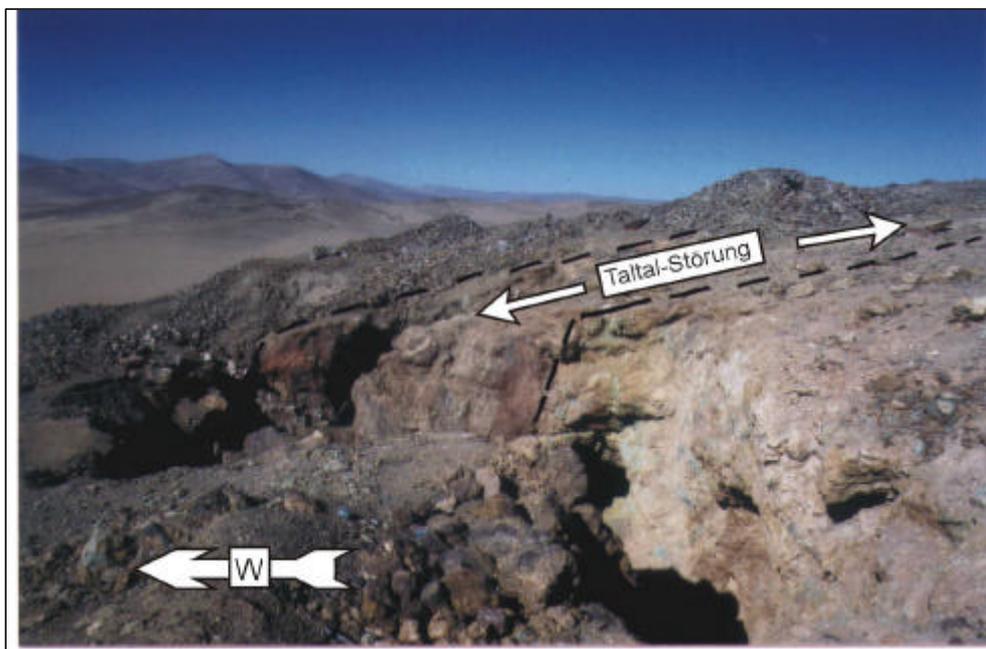


Abb. 35: Taltal-Störung in den Vulkaniten der Formación Aeropuerto südlich der Panamericana  
Blick Richtung ENE, Störungszone ist markiert

**3.6 Struktur-Inventar ausgewählter Gebiete**

Entsprechend der Zielsetzung dieser Arbeit werden im folgenden solche Areale betrachtet, deren Struktur-Inventar erwartungsgemäß Schlüsse auf Art und Ablauf der Deformation des gesamten Gebietes zulassen. Die Strukturen im Paläozoikum und in der La-Negra-Formation beispielsweise konnten nur wenig zur Fragestellung beitragen. Aufgenommen wurden in diesen Arealen lediglich Strukturen im Grenzbereich zu anderen Formationen, die evtl. Hinweise auf eine Bewegungskinematik dazwischen liefern können. Eine Übersicht bietet Tabelle 9:

LOKATION	Einbezogene Formation(en)	STRUKTUR	Richtung
Cerros de Gritón	Formación Cifuncho	Abschiebungen (3-fach)	W – gerichtet
“	Formación Las Tórtolas, Formación Cifuncho	Faltung	NE
“	Formación Pan de Azucar	Faltung	NNW – SSE
Quebrada Gritón	Formación Pan de Azucar	Überschiebung	WSW - gerichtet
Quebrada Buena Esperanza	Formación Cifuncho	Faltung	WNW – ESE
“	Formación Pan de Azucar	Faltung	NW – SE
“	“	Synkl. / Antikl.	NW – SE
Las Luces	“	Faltung	SE
Mantos Overos	Formación Cifuncho, Formación Pan de Azucar	Faltungen	SE – gerichtet

Tabelle 9: Übersicht zur internen Kinematik

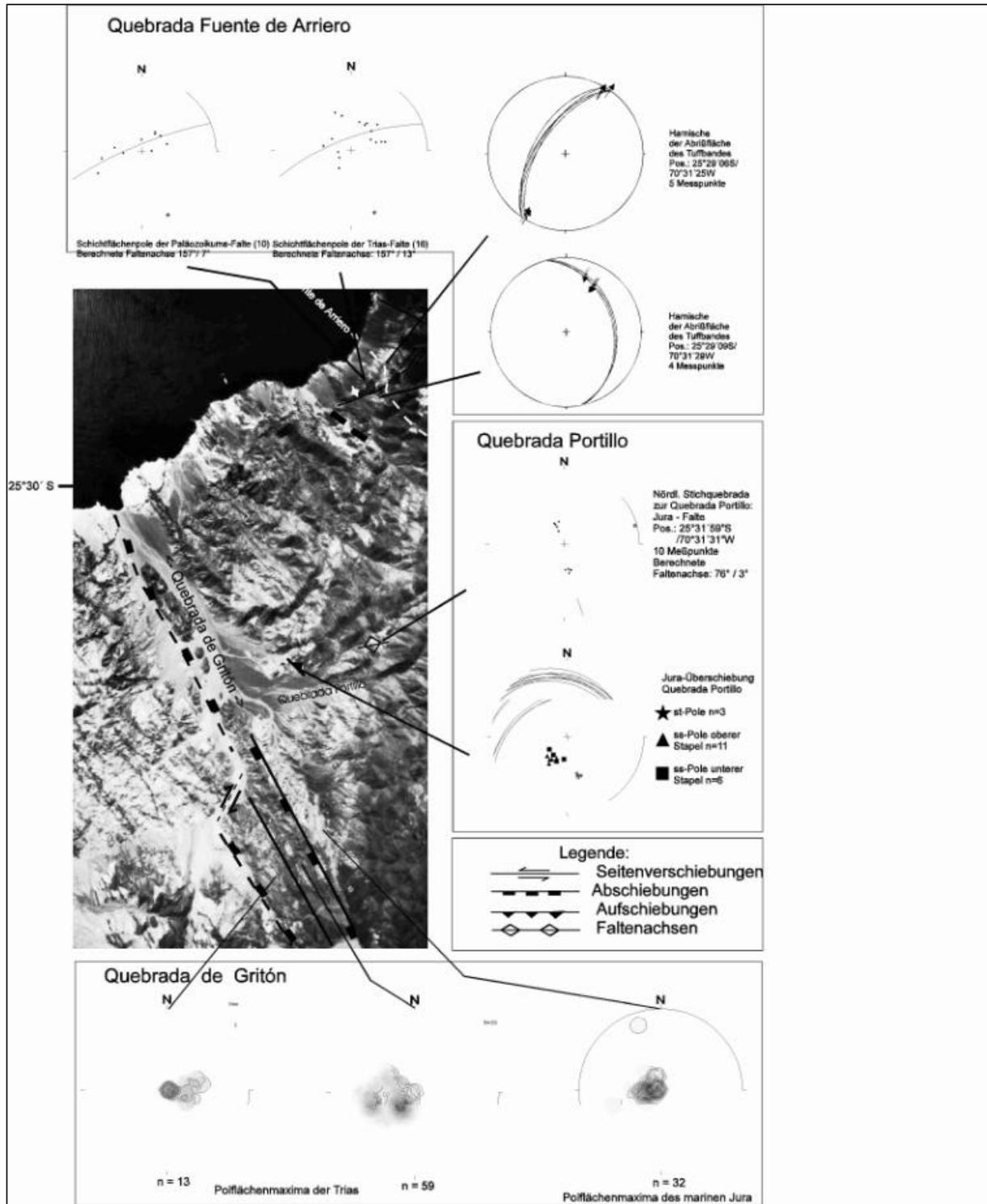


Abb. 36: Luftbildausschnitt der Cerros de Gritón  
 Eingezeichnet sind die wichtigsten tektonischen Elemente des Gebietes

---

### 3.6.1 Strukturen in den Cerros de Gritón und der Quebrada del Gritón

#### **Quebrada Fuente del Arriero**

An der Mündung der Quebrada Fuente del Arriero zu Bahía Isla Blanca liegt eine Sequenz aus Konglomeraten und Grauwacken des Paläozoikums sowie Konglomeraten und Sandsteinen der Trias vor, die entlang eines NE-streichenden Lineaments nach NE verschoben wurde (s. Kap. 3.4.1, S. 73). Das verschobene Gesteinspaket ist zu einer offenen, symmetrischen Antiklinale mit einem Öffnungswinkel von etwa  $100^\circ$  gefaltet worden, die Achsenebene steht in etwa senkrecht. Lediglich das Scharnier des paläozoischen Teils ist noch aufgeschlossen, das des triassischen Teils fehlt. Die berechnete Faltenachse der paläozoischen Serien verläuft  $157^\circ/7^\circ$ , die der triassischen Serien um  $157^\circ/11^\circ$  (s. Abb. 36, S. 81). Die Faltenachsen stehen damit etwa senkrecht zur Bewegungsrichtung des Gesteinspaketes nach NE (die sich aus dem Versatz des Tuffbandes mit seinen Harnisch-Spuren ergibt; s. Kap. 3.4.1, S. 73).

#### **Quebrada del Gritón**

In einem Aufschluß in jurassischen Sandsteinen an der Mündung der Quebrada Portillo in die Quebrada del Gritón ist eine offene, aufrecht stehende Falte aufgeschlossen (s. Abb. 37, S. 83). Die berechnete Faltenachse verläuft  $76^\circ/3^\circ$ . Die Einengungsrichtung streicht somit NNW-SSE. Eine sinistrale Scherbahn wurde rund 500 m nördlich der Falte gefunden. Ein linsenförmiger Scherkörper ist in leicht nach Osten einfallenden jurassischen Kalksandsteinen aufgeschlossen. Die Auslängung, erkennbar auch an der Brekzierung des Schichtverbandes, erfolgte NW-SE.



Abb. 37: Quebrada del Gritón: Falte im Jura, Blick Richtung SE



Abb. 38: Quebrada del Gritón: Überschiebung in den jurassischen Serien ausgangs der Quebrada Portillo  
Blick Richtung NW

---

In den jurassischen Serien, die im nördlichen Abschnitt der Mündung der Quebrada Portillo in die Quebrada del Gritón anstehen, ist innerhalb eines arenitisch-kalkigen Schichtstapels von ca. 2-3 m Mächtigkeit eine flache Überschiebung angelegt worden (s. Abb. 38, S. 83). Die Abriß- bzw. Rampenfläche wurde mit  $345^{\circ}/45^{\circ}$  eingemessen. Sowohl der überschobene wie auch der hangende Schichtstapel zeigen ein Einfallen von  $48^{\circ}/15^{\circ}$ . Die Überschiebungsweite beträgt, soweit erkennbar, ca. 3 m. Entsprechend der Lage der Bewegungsfläche erfolgt die Überschiebung in west-südwestliche Richtung.

Im Umfeld dieser Überschiebung stehen La-Negra-Vulkanite an, die analog zu den La-Negra-Vulkaniten bei Las Luces Abschiebungen nach West-Südwest aufweisen (s. Abb. 39, S. 85).

Die Überschiebung wird als Ausgleichsbewegung für die Abschiebungsbewegung innerhalb der La-Negra-Vulkanite interpretiert, wie dies die Zeichnung in Abb. 39, S. 85, verdeutlicht.

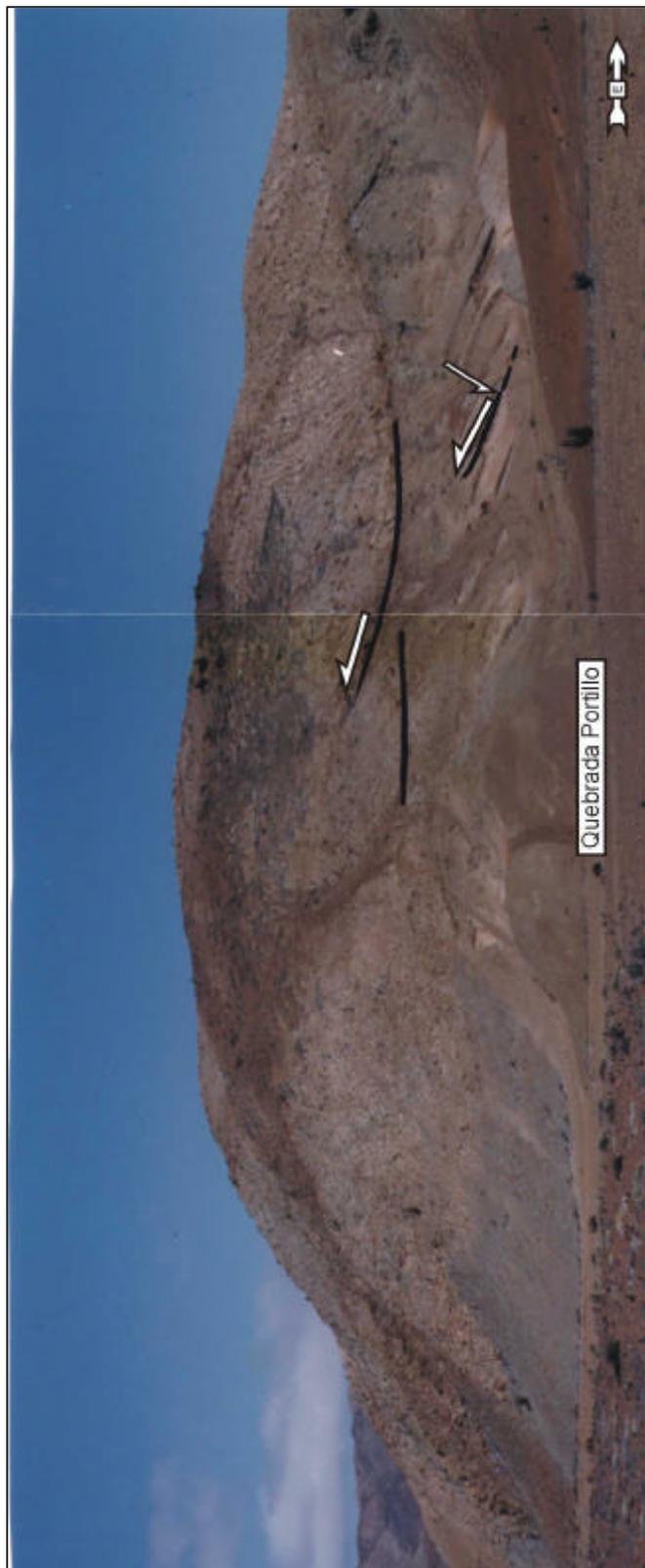


Abb. 39: Gesamtansicht der Überschiebung an der Mündung der Quebrada Portillo in die Quebrada del Gritón  
Blick Richtung N

### 3.6.2 Strukturen im Bereich der Quebrada Buena Esperanza

Die Quebrada Buena Esperanza trennt den aus Biotit-Schiefen und Graniten bestehenden paläozoischen Teilblock (C 1), im Westen gelegen, von dem aus Sedimenten und Vulkaniten aufgebauten mesozoischen Teilblock (C 2), östlich davon (s. Abb. 40, S. 87).

#### **Formación Cifuncho**

Die Schichten der roten und bunten Trias im Nordwesten, die das Liegende der sedimentären Sequenz bilden, sind zu einer großräumigen Antiklinale mit einer abtauchenden Faltenachse aufgefaltet worden (s. Abb. 40, S. 87). Das Scharnier der roten Trias ist auf dem Hangenden der nordwestlichen Hügelkette aufgeschlossen (s. Abb. 41, S. 88). Der nördliche Faltenchenkel fällt mit im Mittel  $47^\circ$  nach NNW ein, der südliche mit im Mittel  $25^\circ$  nach SSE. Die Faltenachse, berechnet aus diesen Werten, hat eine Orientierung von  $13^\circ/11^\circ$ . Die sichtbare Faltenbreite beträgt ca. 3 km, der Öffnungswinkel ca.  $35^\circ$ . Am südlichen Faltenchenkel ist ein Störungskontakt zur bunten Trias zu sehen (s. u.). Das Scharnier der bunten Trias ist unterhalb des mit einem Sendemast besetzten Hügels aufgeschlossen (s. Abb. 42, S. 88). Der nördliche Faltenchenkel zeigt im Mittel ein Einfallen von etwa  $36^\circ$  nach NNW, der südliche von  $30^\circ$  nach ESE. Die daraus berechnete Faltenachse fällt mit  $9^\circ$  nach NE ( $49^\circ$ ) ein. Die Faltenbreite ist bei dieser Falte nicht näher zu bestimmen, da der nördliche Faltenchenkel nur unvollständig zu sehen ist. Der südliche Faltenchenkel zeigt im Liegenden einen Störungskontakt zur roten Trias-Sequenz. Die Kontaktfläche ist konkav nach NW gebogen und stark kataklastisch beansprucht worden.

Nördlich der Quebrada Cifuncho sind triassische Sandsteine in unmittelbarer Nähe zum Cifuncho-Pluton aufgeschlossen (s. Abb. 40, S. 87). Der Kontakt selbst ist durch einen vulkanischen Gang markiert. Die Gesteine sind aufgrund ihrer Lithologie zur bunten Sequenz zuzuordnen und stark verfaltet. Eine berechnete Faltenachse zeigt mit  $49^\circ/9^\circ$  eine ähnliche Orientierung wie die Faltenachsen in den Hauptaufschlüssen der Cifuncho-Formation.

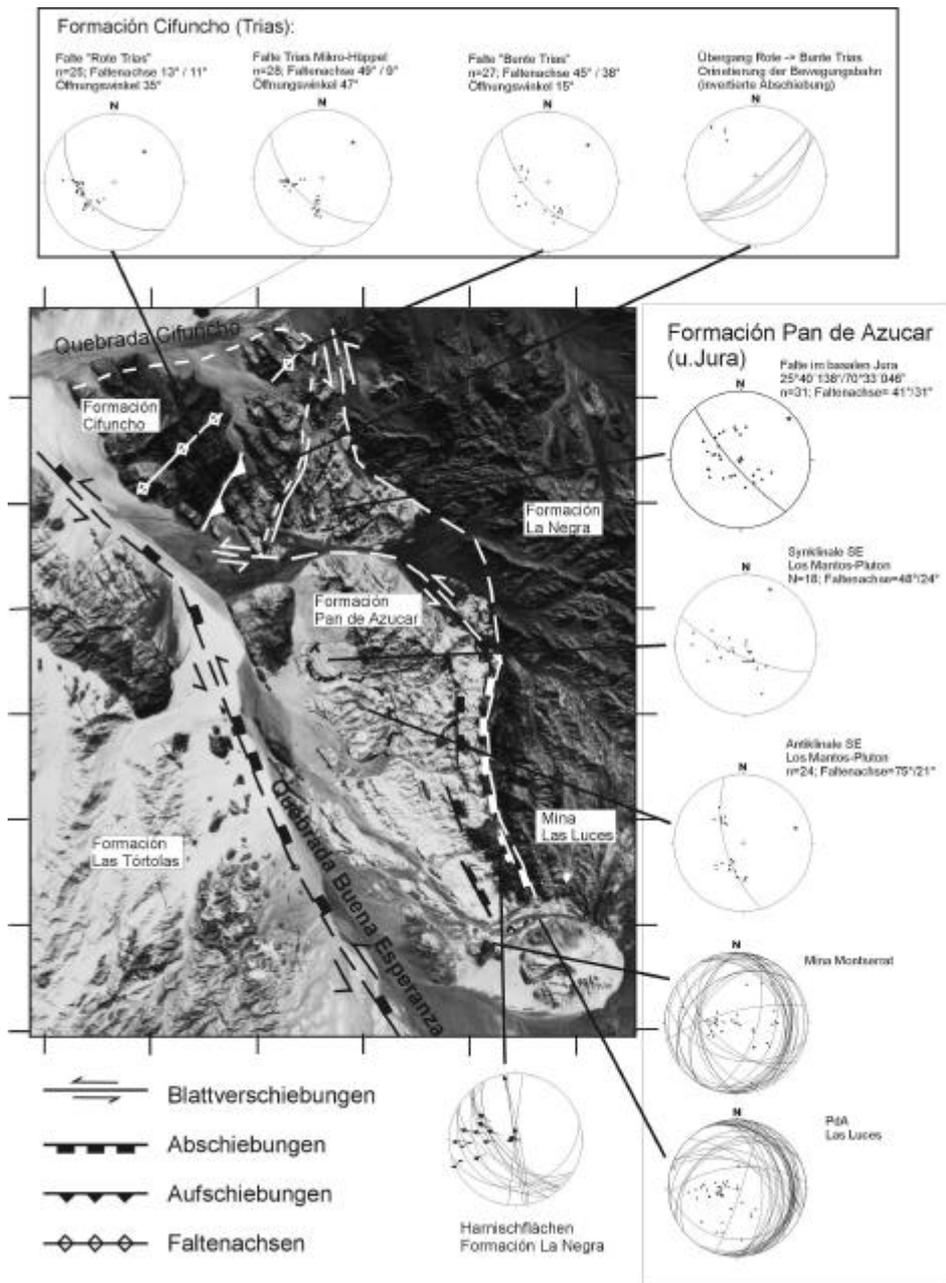


Abb. 40: Tektonisches Inventar der Quebrada Buena Esperanza  
Eingezeichnet sind die wichtigsten tektonischen Elemente des Gebietes

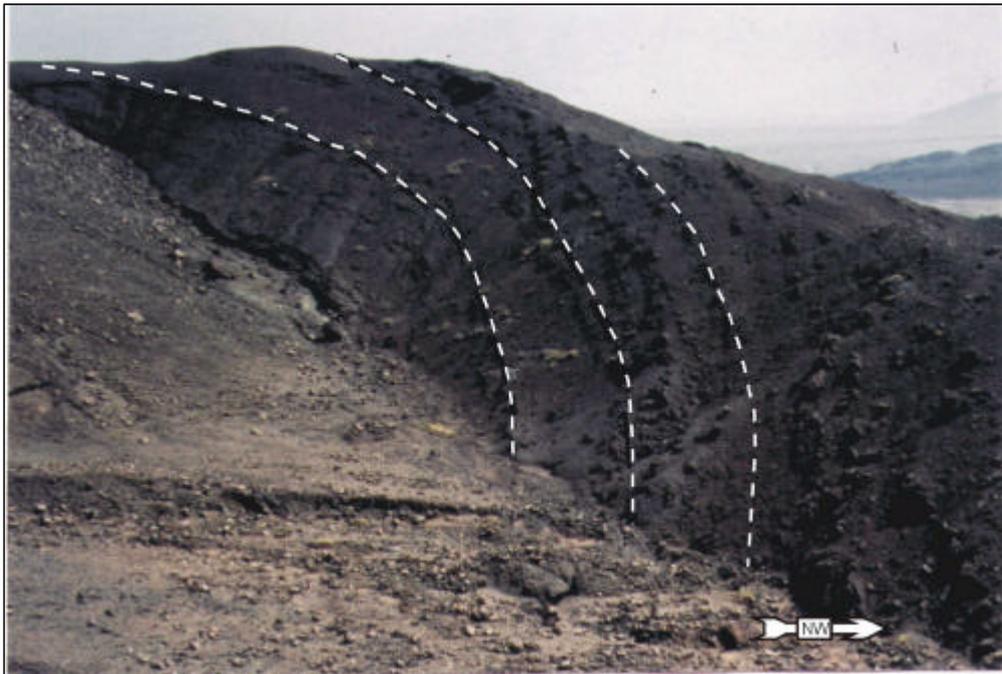


Abb. 41: Faltenscharnier der roten Trias, Blick Richtung SW

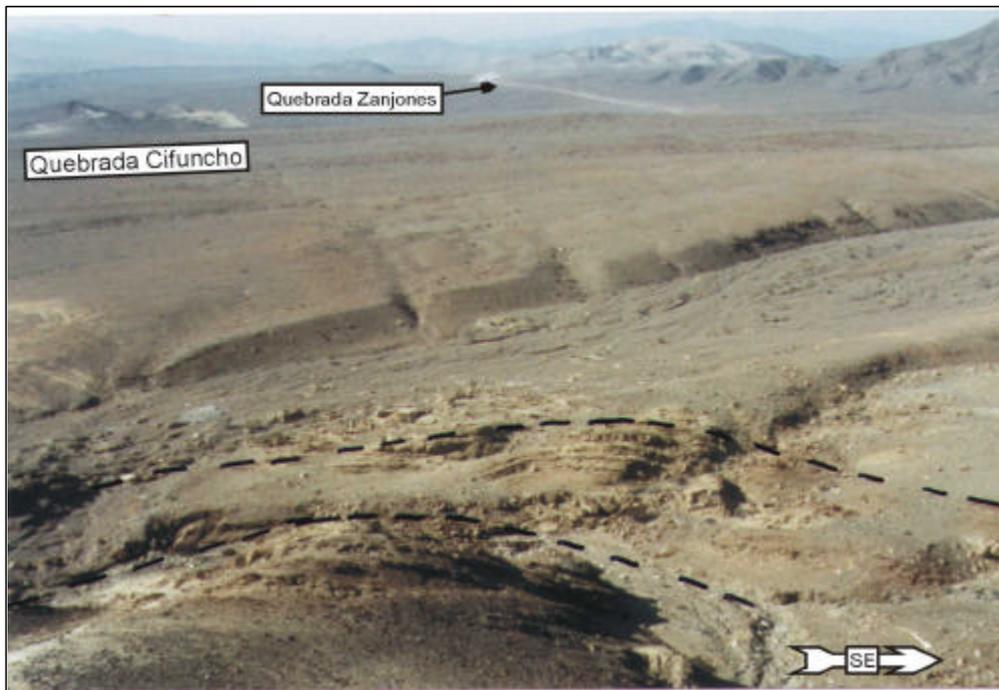


Abb. 42: Faltenscharnier der bunten Trias, Blick Richtung NE

### Formación Pan de Azucar

Im Areal zwischen der Piste zur Mine Las Luces im Nordwesten, der Piste zur Planta Las Luces im Süden und der bunten Sequenz im Nordwesten ist der konkordante Kontakt zwischen der Formación Cifuncho und Pan de Azucar auf einer Länge von etwa 2 km aufgeschlossen (s. Abb. 40, S. 87). Die Formación Pan de Azucar setzt hier mit einem feinkörnigen Sandstein ein, der - ähnlich den Verhältnissen in der Quebrada Fuente del Arriero - auf einem triassischen Tuffband liegt. Zeigt der Jura zunächst noch Einfallwerte ähnlich der Trias, so ändert sich dies in Richtung SE schnell auf ein fast saigeres Einfallen (s. Abb. 43, S. 90). Weiter Richtung SE ändern sich jedoch die Fallwerte auf "moderate" 25° Richtung ESE.

Dieser Abschnitt südlich des Los-Mantos-Lakkoliths ist dann auch schon Bestandteil einer Synklinale, die auf dem Luftbild gut zu identifizieren ist (s. Abb. 40, S. 87). Auch diese Falte des basalen Jura mit einer Orientierung der Faltenachse von 41°/31° zeigt die gleiche Einengungsrichtung gegen SE wie die Falten in den triassischen Serien.

Die südlich der Zufahrt zur Planta Las Luces gelegenen jurassischen Serien fallen überwiegend moderat nach Osten, südöstlich des Guanako-Diorits jedoch ist nochmals eine Synklinalen-Antiklinalen-Folge aufgeschlossen (s. Abb. 40, S. 87). Die Achse der Synklinale fällt ein mit 24° nach NE (48°), die Faltenachse der Antiklinale mit 21° nach ENE (75°). Somit erfolgte die Einengung auch hier entlang einer NW-SE-streichenden Linie.

Südwestlich dieses Synklinalen-Antiklinalen-Verbandes ist nochmals ein konkordanter Übergang zwischen Trias und Jura aufgeschlossen. Das Hangende des Jura blieb jedoch unverfaltet. Stärkere Verfaltungen zeigen erst wieder die jurassischen, marinen Schichten östlich der Mina Montserrat, die dort wie eingekeilt zwischen den Vulkaniten der Formación La Negra im Norden und dem unterjurassischen Diorit der Matancilla-Gruppe im Süden anstehen (s. Abb. 40, S. 87).

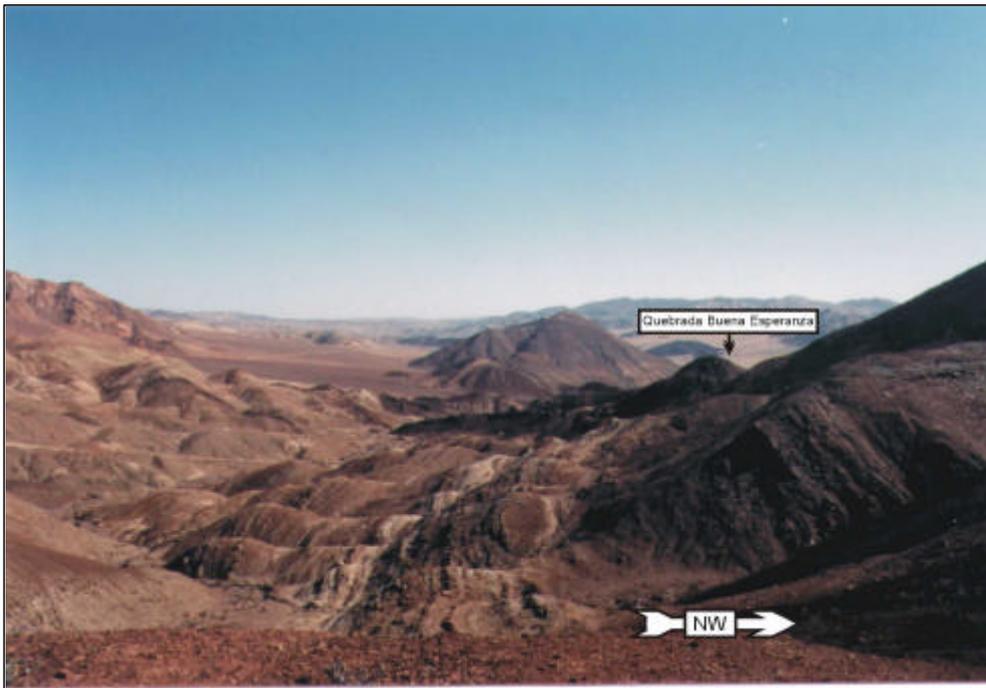


Abb. 43: Steilgestellte Jura-Serien  
Blick Richtung SW

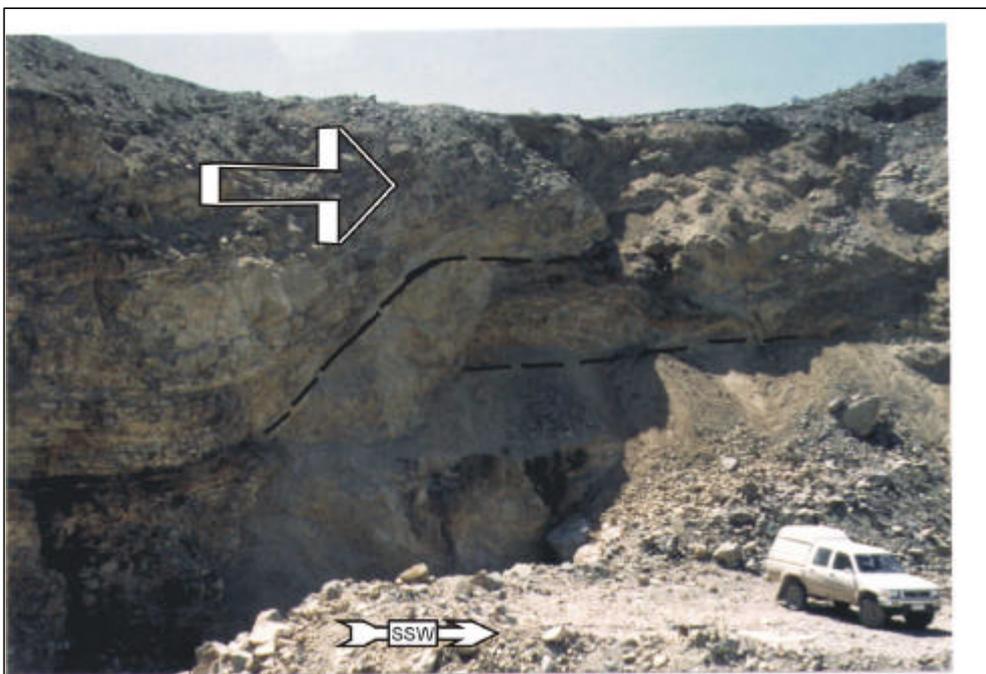


Abb. 44: Süd-südost-gerichtete Überschiebung bei Mantos Overos  
Blick Richtung ESE

### 3.6.3 Strukturen nördlich der Quebrada Tigrillo

Am Nordrand der Sierra Esmeralda entlang der Quebrada Tigrillo sowie im Bereich des Minen-Gebietes Mantos Overos ist es zu intensiven Verfaltungen der Formationen Cifuncho, Pan de Azucar und Posada de los Hidalgo gekommen. Die Hauptspannungsrichtung ist NW-SE oder aber NE-SW. Im nördlichen Abschnitt der Quebrada Tigrillo ist es nach KREMPLE (1996) zu Faltungen mit Einengung in NW-SE-Richtung und in Folge zur Intrusion NW-streichender Gänge sowie zu sinistralen Bewegungen an NW-streichenden Lineamenten gekommen. Im mittleren Abschnitt der Quebrada Tigrillo sind die älteren NE-Gänge vertreten; in NW-SE-Richtung wurden Überschiebungen angelegt, während es darauffolgend zu Falten mit Einengung in NE-SW-Richtung kam. Im weiteren Verlauf der Quebrada Tigrillo nach SW nimmt die Faltungsintensität weiter zu (BRANDT 1996 und pers. comm. BRANDT).

Im Minen-Gebiet von Mantos Overos wurde eine invertierte Abschiebung gefunden (s. Abb. 44, S. 90). Die Abschiebung des basalen Teils erfolgte nach NW, die Überschiebung des Hangend-Blocks entsprechend nach SE. Die Überschiebungsfläche ist durch eine intensive tektonische Brekzierung gekennzeichnet.

### 3.6.4 Tektonik in den kretazischen Serien der Mina Unión

Die N-S-streichenden kretazischen Serien des Kupferabbaus der Mina Unión sind in einen zentralen Aufschluß und mehrere kleinere aufgeschlossene Vorkommen südlich davon gegliedert.

Die an der Basis des zentralen Aufschlusses befindlichen Sedimente zeigen zwei Maxima des Schichteinfallens, nach Westen und Osten. Vereinzelt Aufschlüsse von unterlagernden Vulkaniten der Aeropuerto-Formation bestätigen diesen Trend. Diese Werte deuten somit auf eine Muldenstruktur. Die auflagernden und über die Ebene hinausragenden Sedimente fallen dagegen nach Osten ein. Aufgrund der Aufschlußsituation ist die Beziehung zwischen den unterlagernden Serien und den nach Osten einfallenden Serien nicht exakt zu klären.

Die kleineren Vorkommen dagegen wurden zu Antiklinalen mit N-S-streichenden Faltenachsen aufgefaltet.