



GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Scientific Technical Report

ISSN 1610-0956

Ralf Freitag

**Inselbogenentwicklung im Kamchatka-Aleuten
Kreuzungsbereich**

Kollision, Akkretion, Exhumierung und Neotektonik

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades
im Fachbereich Geowissenschaften
an der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Universität Potsdam

Heidelberg, Juni 2002

Kurzfassung

Die vorliegende Arbeit konzentriert sich auf die Rekonstruktion der geodynamischen Entwicklung des aktiven Plattenrandes von Kamchatka vom Paläozän bis heute. Die vorgestellte Kombination von klassischen strukturgeologischen Methoden und Geländebeobachtungen mit thermochronologischen Untersuchungen und Datierungen an Apatiten eignet sich dabei in besonderem Maße.

An dem aktiven östlichen Plattenrand von Kamchatka wird seit der Oberen Kreide Material von der Unterplatte an die Oberplatte angelagert. Das Krustenwachstum wird hauptsächlich durch die Anlagerung von Inselbögen und die Bildung eines orogenen Keils mit frontaler Akkretion realisiert. Die Geometrie des dynamisch wachsenden Keils wurde durch die Kollision und Akkretion ozeanischer Plateaus seit der Oberen Kreide episodisch verändert. Die daraus resultierenden vertikalen Krustenbewegungen führen zur Exhumierung von Gesteinen und lassen sich durch Spaltspurendatierungen quantifizieren.

Nach der Analyse der kinematischen Indikatoren, des Paläo-Spannungszustandes sowie der Art der Deformation in den unterschiedlichen sedimentären Einheiten läßt sich die jeweilige plattentektonische Situation rekonstruieren. Das so gewonnene geodynamische und plattentektonische Modell des nordwestpazifischen Plattenrandes erklärt in hohem Maße die Struktur und Geometrie des heutigen Plattenrandes. Besondere Bedeutung kommt dabei der Schließung des ozeanischen Vetlov Beckens während des Oligozän mit der anschließenden Kollision des Kronotsky-Shipunsky Inselbogens im Oberen Miozän zu. Der mehrfache Wechsel von *high-stress* zu *low-stress* Subduktion im Konvergenzbereich ist abhängig von dem Material, welches mit der Pazifischen Platte angeliefert wird. Der Wechsel des Subduktionsmodus drückt sich auch durch die Ausbildung der vulkanischen Bögen aus. Seit dem Oberen Miozän ist die jüngste *low-stress* Subduktion verantwortlich für die Dehnung im heutigen *back-arc* und der damit verbundenen Bildung der Zentralen Kamchatka Depression bei gleichzeitig anhaltendem kompressiven Regime im *fore-arc*.

Die Konvergenz des Aleutenbogens gegen Kamchatka stellt den jüngsten Kollisionsprozeß dar. Seine Untersuchung liefert Hinweise für das Verständnis der Geometrie und der Dynamik der Plattengrenze zur Nordamerikanischen Platte.

Abstract

The reconstruction of the geodynamic evolution of the active margin of Kamchatka from the Paleocene Epoch up to modern times was the main focus of this study. The methodology chosen was a combination of standard structural geology methods, field observations and thermo-chronological investigations using the Apatite fission track analysis.

Along the active margin of Kamchatka, lower plate material has been transferred to the upper plate since the Later Cretaceous Period. This has led to the growth of continental crust. Key processes for the continental growth has been the attachment of island arcs and the evolution of an orogenic wedge built up by frontal accretion. The geometry of this wedge has been disturbed by the collision and accretion of oceanic plateaus since the Later Cretaceous Period. The concomitant vertical movements of the upper plate have led to exhumation of rocks. This exhumation has been quantified by fission-track dating.

Analysis of the contribution and orientation of paleo-stress and types of deformation in different sedimentary units has allowed a reconstruction of various aspects of the plate tectonic arrangement. This has facilitated the creation of a geodynamic and tectonic model that has contributed significantly toward explaining the geometry and structure of the modern margin. The closure of the oceanic Vetlov back-arc basin during the Oligocene and the subsequent collision of the Kronotsky-Shipunsky island arc in the Later Miocene has been the focus of special interest in the model. Multiple alternations between low-stress and high-stress subduction at the convergent margin of Kamchatka have been shown to be related to the type of material that has been displaced into the collision zone by the Pacific Plate. Modulation in the types of subduction has also been expressed by the formation of the volcanic arcs. The current low-stress subduction has been responsible since the Later Miocene Period for the extension in the present back-arc and the associated evolution of the Central Kamchatka Depression. Although there is extension in the back arc, the fore-arc and the wedge is still subject to compressive forces.

The convergence of the Aleutian Island Arc against Kamchatka marks the newest area of collision. An analysis of the kinematics and the dynamics of the process that is taking place here should lead to a better understanding of the geometry of the boundary between the Pacific and North American Plates.

Inhaltsverzeichnis

Kapitel 1: Einleitung	1
1.1 Einleitung	1
1.2 Projektrahmen	2
1.3 Zielsetzung	3
1.3 Stand der Forschung	4
Kapitel 2: Methodische Grundlagen	7
2.1 Kartenmaterial	7
2.1.1 Topographische und geologische Karten	7
2.1.2 Satellitenfotos	7
2.1.3 Luftbilder	7
2.1.4 Digitales Höhenmodell	8
2.1.5 Digitale topographische Karten	8
2.2 Datenerhebung und Geländearbeit	8
2.2.1 Raumdaten	8
2.2.2 Probennahme	9
2.3 Spannungsfeldanalyse	9
2.4 Spaltspur-Thermochronologie	12
2.4.1 Physikalische Grundlagen	12
2.4.2 Die Idee der Spaltspurdatering	16
2.4.3 Praktische Durchführung	21
2.4.4 Spezifische Parameter für Kamchatka	19
Kapitel 3: Die Geologie Kamchatkas	25
3.1 Allgemeiner Überblick	25
3.1.1 Die vulkanischen Bögen	25
3.1.2 Plattentektonik	25
3.1.3 Allochthone Terrane	27
3.1.4 Ochotskisches Meer und Beringmeer	27
3.2 Geologie Ost-Kamchatkas	29
3.2.1 Zentrale Kamchatka Depression	29
3.2.2 Ozernov-Valangin Terran	29
3.2.3 Vetlov Terran (Vetlov Suturzone)	31
3.2.4 Tyushev-Becken	31
3.2.5 Kronotsky-Shipunsky Terran	32
3.3 Zusammenfassung	33
Kapitel 4: Die Kumroch Range	35
4.1 Einleitung	35
4.2 Geologie der Kumroch Range	35
4.2.1 Ozernov-Valangin Terran	38
4.2.2 Vetlov Terran	42

4.2.3	Tyushev Beckensedimente	43
4.3	Strukturgeologie	44
4.3.1	Deformationsphase D1, Mittleres Eozän	44
4.3.2	Deformationsphase D2, Oligozän	47
4.3.3	Deformationsphase D3, Miozän	48
4.3.4	Deformationsphase D4, Oberes Miozän	48
4.3.5	Zusammenfassung	49
4.4	Spaltspurenuntersuchungen	50
4.4.1	Spaltspuralter	50
4.4.2	Mischalter	51
4.4.3	Abkühlungs- und Hebungsereignisse	52
4.5	Deformationsgeschichte und Interpretation	52
Kapitel 5: Die Kamchatka Cape Halbinsel		55
5.1	Einleitung	55
5.2	Geologie der Kamchatka Cape Halbinsel	57
5.2.1	Lithologie	57
5.2.2	Strukturinventar	60
5.3	Morphologie und rezente Deformation	60
5.3.1	Luftbildanalyse und Morphologie	60
5.3.2	Geländebefund	61
5.4	Spaltspurenthermochronologie und Exhumierung	65
5.4.1	Probennahme und Analyse	65
5.4.2	Spaltspuralter, Spurlängendaten und Exhumierung	66
5.5	Zusammenfassung	63
Kapitel 6: Die Kronotsky Halbinsel		71
6.1	Einleitung	71
6.2	Geologie	71
6.2.1	Ultramafite	71
6.2.2	Kuzlov Formation	71
6.2.3	Eozäne Sandsteinformation	72
6.2.4	Tyushev Beckensedimente	72
6.3	Deformation und Spannungsfeld	75
6.3.1	Eozäne Sandsteinformation	75
6.3.2	Tyushev Beckensedimente	76
6.4	Spaltspurenthermochronologie	76
6.4.1	Probennahme	76
6.4.2	Mischalter und Altersdomänen	78
6.5	Zusammenfassung	79
Kapitel 7: Geodynamische Rekonstruktion		81
7.1	Paläozän und Eozän (>36 Ma)	81
7.1.1	Kula Platte und Ozernov-Valangin Bogen	81
7.1.2	Vetlov <i>back arc</i> Becken und Kronotsky-Shipunsky Terran	81
7.2	Oligozän (36 Ma bis 23 Ma)	82

7.2.1	Obduktion des Kronotsky-Shipunsky Terranes und Entwicklung des Vetlov back arc Beckens	82
7.3	Unteres und Mittleres Miozän (23 Ma bis 10 Ma)	83
7.3.1	Tyushev <i>fore arc</i> Becken und Schließung des Vetlov Beckens	85
7.4	Oberes Miozän (10 Ma bis 5 Ma)	85
7.4.1	Kollision des Kronotsky Shipunsky Terrans	85
7.4.2	Bildung des Kamchatka Tiefseegrabens	86
7.5	Pliozän (5 Ma bis 1,8 Ma)	88
7.5.1	Entwicklung des Zentralen Kamchatka Depression und der magmatischen Bögen	88
7.5.2	Kollision des Aleutenbogens mit Kamchatka	88
7.6	Quartär (1,8 Ma bis rezent)	89
7.6.1	Konvergenz der Emperor Seamount Kette	89
7.6.2	Seismizität und moderne Geometrie	89
Kapitel 8: Diskussion		93
8.1	Emperor Seamount Kette	94
8.2	Modellvorstellung	96
8.3	Kollision von Terranen in anderen Gebieten: Das Ontong-Java Plateau	100
8.3.1	Eigenschaften und Groß-Strukturen des OJP	100
8.3.2	Entstehung und tektonischer Rahmen	101
8.4	Kronotsky-Shipunsky und Ontong-Java: Ein Vergleich	105
8.5	Zusammenfassung	107
Abbildungsverzeichnis		109
Quellenverzeichnis		113
Literaturverzeichnis		114
Danksagung		123
Lebenslauf		125

Kapitel 1

1.1 Einleitung

Der Konvergenzbereich des Aleuten- und Kamchatka Tiefseegrabens ist eine Schlüsselregion zum Verständnis der plattentektonischen Entwicklung des gesamten nordwestpazifischen Raumes. Die heutige Struktur der aufeinandertreffenden Bögen repräsentiert eine ungewöhnlich komplizierte tektonische Beziehung zwischen dem konvergenten Plattenrand des Kurilen-Kamchatka Bogens und dem transformen Plattenrand des westlichen Aleutenbogens.

Die geodynamische Geschichte Kamchatkas vom Oberen Mesozoikum bis heute ist komplex. Mehrere aktive Kontinentalränder und assoziierte Inselbögen und Randmeere (*back-arc basins*) sind dabei akkretiert und bilden die heutige kontinentale Oberplatte (Shapiro & Seliverstov 1975, Tsukanov 1991, Bazhenov et al. 1992, Zinkevich & Tsukanov 1993, Geist & Scholl, 1994). Die Mehrzahl der Autoren beschreibt die tektonische Entwicklung Kamchatkas als eine Geschichte der Akkumulation und Amalgamation von ozeanischen Plateaus (*terranes*) unterschiedlicher Herkunft, welche durch die Konvergenz der pazifischen Platte und früher auch der Kula Platte angeliefert wurden. Die Alter der jeweiligen Wachstumsereignisse sind Thema der gegenwärtigen Forschung und Diskussion.

Der aktive Plattenrand Kamchatkas erlaubt Untersuchungen akkretionärer Prozesse von der Oberen Kreide bis heute. Die rezenten Prozesse sind geprägt durch subaerischen Vulkanismus und starke Seismizität. Neotektonische Bewegungen sind strukturell überliefert. Sowohl die dynamischen Prozesse unter den spezifischen Plattenrandbedingungen als auch die tektonische Geschichte des Kreuzungsbereichs wurden bisher nicht umfassend untersucht und sind Gegenstand der vorgestellten Arbeit.

1.2 Projektrahmen

Die Anfänge des deutsch-russischen und später international besetzten Projektes zur Untersuchung der Geodynamik von Kamchatka gehen auf einen erfolgreichen Antrag an das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) im Jahr 1996 zurück. Hauptziel war, die geodynamische Entwicklung und Akkretionsgeschichte des Falten- und Überschiebungsgürtels der Kumroch Range zu verstehen. Aufgaben waren die Rekonstruktion des Spannungsfeldes, strukturelle Untersuchungen sowie Untersuchungen zur Paläo-Umgebung und Sedimentologie. Die Zusammenarbeit mit den russischen Projektpartnern erwies sich als sehr erfolgreich und fruchtbar.

Nach der ersten Expedition in die Kumroch Range 1996 erfolgte eine weitergehende Förderung des Projektes durch die DFG. Dort wurde neben dem Projekt „Struktur und Geodynamik des östlichen Zentral-Kamchatka“ (Dr. C. Gaedicke, GFZ) ein weiteres Teilprojekt „pT-Partikelpfadrekonstruktion niedrigmetamorpher Akkretionskomplexe und Liefergebietsanalyse vulkanosedimentärer Gesteine“ (Dr. H. Holl, TU Berlin) bewilligt. Auch konnte ein weiterer Projektpartner der Universität Pittsburgh (USA), Prof. W. Harbert, gewonnen werden, der paläomagnetischen Fragestellungen nachging. Weiterhin zeigte das GeoForschungsZentrum (GFZ) Potsdam durch petrologische und geochemische Untersuchungen (Dr. W. Kramer) sowie Voruntersuchungen zur Gewinnung von reflektionsseismischen Profilen Interesse. Die darauf folgenden, personell gut ausgestatteten Expeditionen nach Kamchatka 1997 (Kumroch Range und Kamchatka Cape), 1998 (Kamchatka Cape) und 1999 (Kronotsky Halbinsel) hatten somit eine Vielzahl wissenschaftlicher Ansätze und Ziele.

Die generelle Zielsetzung des struktureologischen Teilprojektes, in dem die vorliegende Arbeit entstand, war die Untersuchung der Abhängigkeit von Rheologie, Deformation und Partikelpfad an einem seit der Kreide akkretionsdominierten aktiven Plattenrand. Dabei stand die Beantwortung folgender Fragen im Mittelpunkt des Teilprojektes:

- Wie verändern sich die strukturellen Merkmale über die Untersuchungsgebiete und welche Deformationsphasen sind miteinander korrelierbar? Welche strukturellen Merkmale spiegeln den Einfluß der heutigen plattentektonischen Situation und der Kollision des

Aleutenbogens mit Kamchatka wider? Wie groß sind die Verkürzungsbeträge in den deformierten Gesteinen?

- Welche Hebungsraten und -phasen lassen sich unterscheiden? Sind diese Informationen mit den pT-Pfaden korrelierbar oder Ausdruck neotektonischer Aktivität? Welcher Massenumsatz läßt sich daraus ableiten?
- Aus welchen Liefergebieten wurden die sedimentären Einheiten gespeist? Welche geodynamischen Konsequenzen ergeben sich daraus (*tectonic setting*)?

Wissenschaftliche Ansätze, Fragestellungen, Ziele und Ergebnisse der anderen Teilprojekte finden sich in Holl & Gaedicke 1998 (Sedimentologie), McElfresh et al. 2000 (Paläomagnetik), Kramer et al. 2000 (Geochemie) sowie Gaedicke et al. 2000 und Freitag et al. 2001 (Neotektonik).

1.3 Zielsetzung

Wesentliches Ziel dieser Arbeit ist die räumliche und zeitliche Einordnung der auf Kamchatka vorkommenden akkretionären Massentransferprozesse. Die für eine geodynamische Rekonstruktion aller tektonischer Phasen des Krustenwachstums vom Paläogen bis heute notwendigen Parameter sind im einzelnen die

- Paläo-Plattenkinematik
- Massentransfermodi in Raum und Zeit
- Erfassung von alternierenden Phasen des Krustenwachstums und tektonischer Erosion
- Bedeutung der Inselbogenkollision(en)
- rezenten tektonischen Prozesse.

Die vorgestellten Untersuchungen umfassen eine detaillierte Strukturanalyse und ihre Beziehungen zu den unterschiedlichen Massentransferprozessen, die das Krustenwachstum kontrollieren. Sie beinhalten die Bestimmung der Geometrie, der Art und des Alters der Deformation, die Rekonstruktion assoziierter Spannungsfelder, des tektonischen Regimes sowie möglicher Ursachen für deren graduelle Veränderungen. Neben den qualitativen Aussagen über

die Deformationsereignisse, den zeitlichen Rahmen und die Dauer der einzelnen Deformationsphasen werden quantitative Ergebnisse über die räumlich-zeitliche Entwicklung der Massentransferprozesse mittels Spaltspuren-Thermochronologie (*fission track dating*) vorgestellt. Dadurch läßt sich das Deformations- und Akkretionsgeschehen, also die tektonische Akkumulation, Hebung und Erosion von Gesteinen, am aktiven Kontinentalrand von Kamchatka modellhaft rekonstruieren.

Die vorliegende Arbeit gliedert sich in zwei Teile: Im ersten Teil wird die Einführung in die Methodik (Kapitel 2) vorgestellt, bevor eine allgemeine Einleitung in die Geologie von Kamchatka erfolgt (Kapitel 3). Danach werden die Ergebnisse der Untersuchungen in den einzelnen Arbeitsgebieten (Kapitel 4 bis 6) dargestellt. Im zweiten Teil der Arbeit werden die Ergebnisse interpretiert und in einen zeitlich-räumlichen Zusammenhang gestellt. Die resultierende geodynamische Rekonstruktion (Kapitel 7) wird anschließend diskutiert, in einen überregionalen Zusammenhang gestellt und mit Modellen anderer konvergenter Plattenrändern verglichen (Kapitel 8).

1.4 Stand der Forschung

Die heutige Plattenkinematik entlang des Kurilen-Kamchatka Bogens und des Aleuten Bogens wurde detailliert untersucht (Gaedicke et al. 2000, Geist & Scholl 1994, Baranov et al. 1991). Der Kurilen-Kamchatka Bogen entstand durch die Subduktion der Pazifischen Platte unter die Eurasische Platte. Die aktive Subduktionszone erstreckt sich von Hokkaido, der nördlichsten japanischen Insel, nach Nordosten bis zum Kreuzungspunkt mit dem Aleutenbogen (Abb. 3.1). Nördlich der Kreuzung treten keine subduktionsbezogenen Erdbeben oder aktiver subaerischer Vulkanismus auf. Im Gegensatz zum konvergenten Kurilen-Kamchatka Bogen weist der Aleutenbogen in seinem westlichen Teil keinen subduktionsbezogenen Vulkanismus auf, da die Pazifische Platte hier in einem dextralen Blattverschiebungssystem an der Nordamerikanischen Platte vorbeigeführt wird (Gaedicke et al. 2000, Lallemand et al. 2000, Geist & Scholl 1994).

Die Paläo-Plattenkinematik im Kamchatka-Aleuten Kreuzungsbereich von der Oberen Kreide bis in das Tertiär ist hingegen weitgehend nicht untersucht. Die tektonische Entwicklung in diesem Bereich wurde in großem Maße beeinflusst durch die Konvergenz und die Kollision alter Inselbogenfragmente wie z.B. dem Kronotsky Inselbogen (Abb. 3.2 und 3.3) mit Kamchatka

(Zinkevich et al. 1993, Zinkevich & Tsukanov 1993, Zonenshain et al. 1990). Die Kinematik dieser Prozesse, der Charakter der syn-kollisionalen Deformation sowie ihre zeitliche Einordnung werden kontrovers interpretiert. Einige Autoren betrachten die Kollision des Kronotsky-Inselbogens mit Kamchatka als Ergebnis der Schließung eines Kronotsky *back-arc* Beckens (Konstantinovskaya 2000, Zinkevich & Tsukanov 1993, Tsukanov, 1991), andere als Ergebnis der Subduktion vor dem Kronotsky Bogen (Levashova et al. 2000). Ebenso widersprüchlich sind die Angaben über den zeitlichen Rahmen der Kollision. Während ältere Arbeiten den Beginn der Kollision im Oberen Eozän (~ 40 Ma) sehen (Tsukanov 1991, Zinkevich & Tsukanov 1993, Zinkevich et al. 1993), zeigen neuere Untersuchungen eine Kollision ab dem Oberen Miozän (~9 Ma) an (Levashova et al. 2000, Konstantinovskaya 2000, Bakhteev et al. 1997, Kononov 1989). Die strukturelle Entwicklung der prä- und syn-kollisionalen Deformation werden, in Abhängigkeit des jeweiligen Standpunktes, ebenfalls unterschiedlich diskutiert.

Kapitel 2

Methodische Grundlagen

2.1 Kartenmaterial

2.1.1 TOPOGRAPHISCHE UND GEOLOGISCHE KARTEN

Von den Arbeitsgebieten stehen topographische Karten im Maßstab 1:200.000 flächendeckend zur Verfügung (Quelle 2.1, siehe Quellenverzeichnis). Kartenblätter im Maßstab 1:100.000 sind von ausgewählten Regionen vorhanden (Quelle 2.2). Weiterhin ist eine topographische Karte von Kamchatka im Maßstab 1:1.000.000 erhältlich, die sich sehr gut für großräumigere Betrachtungen eignet (Quelle 2.3). Als geologische Karten stehen zwei großmaßstäbliche Karten zur Verfügung, die sich aufgrund ihres Alters und mangelnder Detailgenauigkeit nur zum groben Überblick eignen (Quellen 2.4 und 2.5). Exzellente geologische und teilweise auch strukturelle Karten standen während der Feldarbeit von russischer Seite zur Verfügung. Es handelt sich hierbei um unveröffentlichte Feldaufzeichnungen, die nicht offiziell erhältlich sind.

2.1.2 SATELLITENFOTOS

Von den nördlichen Arbeitsgebieten liegen Satellitenaufnahmen (einfache Fotografien im sichtbaren Licht) als Schwarz-Weiß-Negativ und Positiv vor (Quelle 2.6). Ein hoher Grad an Wolkenbedeckung und unterschiedliche Aufnahmezeiten (teilweise mit Schneebedeckung) erschweren die Arbeit mit diesen Bildern.

2.1.3 LUFTBILDER

Für die Arbeit im Gelände lagen Luftbilder der entsprechenden Arbeitsgebiete im Maßstab 1:160.000 vor. Die Luftbilder sind Eigentum des Vulkanologischen Institutes in Petropawlovsk und nicht öffentlich zugänglich. Photoreproduktionen der Bilder liegen dem Autor vor. Sie eignen sich für stereoskopische Analysen und zeigen in guter Qualität hochauflösend morphologische und strukturelle Eigenschaften der Arbeitsgebiete. Die Abzüge sind je etwa 12 x 12 cm groß und zeigen einen Ausschnitt von etwa 20 x 20 km. Diese Bilder wurden zur

Erarbeitung einer Strategie für die Probennahme und zur Lokationsbestimmung im Gelände benutzt.

2.1.4 DIGITALES HÖHENMODELL

Der globale Datensatz GTOPO30, der ein digitales Höhenmodell der Erdoberfläche bildet, wurde zur überregionalen Visualisierung genutzt (Quelle 2.7). Diese Daten, wie auch z.B. die digitalen topographischen Karten, wurden mit der GIS-Software ER-Mapper (Quelle 2.8) bearbeitet und dargestellt.

2.1.5 DIGITALE TOPOGRAPHISCHE KARTEN

Im Projekt wurden die topographischen Karten (1:200.000 sowie 1:100.000, von ausgewählten Regionen auch 1:25.000) über alle drei Arbeitsgebiete digitalisiert und liegen sowohl als Vektor- als auch als ASCII-Datensatz vor. Diese Karten haben für die geographischen Darstellungen sowie für die räumliche Interpretation der Spaltspurenanalysen in dieser Arbeit grundlegende Bedeutung.

2.2 Datenerhebung und Geländearbeit

Die vorliegende Arbeit faßt die Ergebnisse von insgesamt vier Expeditionen (1996 bis 1999) nach Kamchatka zusammen. Die Expeditionen waren stets international besetzt. In kleineren Gruppen wurde Daten- und Probenmaterial zu Neotektonik, Spaltspurenanalyse, Dünnschliffanalyse, Spannungs- und Bewegungsfeldanalyse, Sedimenttransport und Liefergebietsanalyse, geochemischen und petrologischen Untersuchungen sowie zu paläomagnetischen Untersuchungen gewonnen. Die drei bearbeiteten Gebiete sind die Kumroch Range entlang des Kamchatka Flusses (ca. 200 km²), die gesamte Kamchatka Cape Halbinsel (ca. 1200 km²) sowie zwei Gebiete auf der Kronotsky Halbinsel mit je ca. 400 km² Fläche (zur Lage der Arbeitsgebiete siehe Abb. 3.2).

2.2.1 RAUMDATEN

Im Gelände wurden zahlreiche strukturbezogene räumliche Daten erhoben. Dazu zählen tektonische Merkmale wie Schichtflächen, Störungsflächen, Längungslineare in Boudins, Faltenachsen und -schenkel sowie Harnischflächen und auch sedimentäre Merkmale wie

Schüttungsrichtungen, Kreuzschichtung etc. Alle räumlichen Daten wurden nach dem 'ddd'-Verfahren (*dip angle-dip direction*) dargestellt. Hilfsmittel waren alle gängigen Instrumente zur geologischen Arbeit im Aufschluß (Gefügekompas, Neigungs- und Höhenmesser etc.). Zahlreiche Skizzen und Fotografien zur Dokumentation wurden angefertigt. Exakte Positionsbestimmungen lieferten GPS-Handempfänger in Verbindung mit den zur Geländearbeit besonders geeigneten Luftbilder.

2.2.2 PROBENNAHME

Im Vorfeld einer Expedition wurde aufgrund der Erfahrungen der vorangegangenen Expedition eine Probenahme-strategie entwickelt und im Gelände umgesetzt. Großer Wert wurde auf das Gewinnen von Probenprofilen durch die Kumroch Range, über die Kronotsky Halbinsel und entlang der Küste der Kamchatka Cape Halbinsel gelegt. Der erhebliche logistische Aufwand (Erreichen der Lokation, Proben-transport, Verpflegung) machte den Einsatz von Kettenfahrzeugen und Helikoptern erforderlich.

Insgesamt wurden etwa 2000 kg Gesteinsmaterial gesammelt, von denen der größte Anteil zur Separation von Apatit diente. Der geringe Apatitgehalt in den vulkanogenen Sedimenten machte Probengrößen von 20 bis 30 kg notwendig. Insgesamt wurden 41 Proben zur Spaltspuranalyse genommen, von denen 36 auswertbare Ergebnisse lieferten. Weiterhin wurden zahlreiche Sedimentproben zum Erstellen von Dünnschliffen gewonnen.

2.3 Spannungsfeldanalyse

Die gewonnenen strukturbezogenen Raumdaten wurden mit gängigen Verfahren rechnergestützt ausgewertet und dargestellt. Zum Einsatz kamen die Programme "StereoNett" (Quelle 2.9), "StereoNet Light" (Quelle 2.10) "GEFÜGE5" (Quelle 2.11) sowie mehrere Programme zur Formatumwandlung der Datensätze.

Auf zahlreichen Bewegungsflächen in Aufschlüssen konnten Bewegungsrichtungen direkt ermittelt werden. Einige der Bewegungsflächen zeigten mehrere (bis zu drei) Lineationen „übereinander“, d.h. auf derselben Fläche konnten direkt mehrere tatsächlich stattgefundene Bewegungsphasen mit ihren Vektoren ermittelt werden. Die Gefügedaten von Bewegungsflächen, Bewegungsvektoren, Schicht- und Klufflächen, Faltenachsen und Strömungsmarken (*flute casts*) wurden, je nach den Gegebenheiten im Gelände, auf unterschiedliche Arten

bestimmt. Von Flächen wurden Fallrichtung und Fallwinkel oder Streichrichtung und Fallwinkel bestimmt. Von Lineationen auf diesen Flächen wurde entweder direkt das Linear bestimmt (Azimut und Fallwinkel) oder der Winkel des Linears zur Streichlinie der Fläche (im Uhrzeigersinn oder gegen den Uhrzeigersinn, der *plunge*) gemessen. Auch wurden Flächen und Lineare einmal am Hangendblock, ein anderes mal am Liegendblock ermittelt.

Zur computergestützten Darstellung wurden die Meßdaten entsprechend der Anforderungen der Software umgerechnet und so einheitliche Datensätze geschaffen.

In allen stereographischen Darstellungen in dieser Arbeit wird winkeltreu auf die untere Halbkugel projiziert. Alle Meßwerte und Gefügedaten sind einheitlich dargestellt. Der erste Wert gibt dabei die Richtung des Einfallens an (orthogonal zur Streichrichtung), der zweite Wert ist der Fallwinkel (z.B. 235/20, *dip direction/dip angle*). Auf das Gradzeichen wird konsequent verzichtet.

Die dargestellten Rekonstruktionen der Hauptspannungsrichtungen wurden nach dem „Prinzip der rechtwinkligen Diedern“ ermittelt (Angelier & Mechler, 1977). Danach wird die eingemessene Bewegungsfläche in ein Stereonez projiziert und eine dazu senkrecht stehende Fläche konstruiert. Der Raum wird somit in vier Quadranten unterteilt. Sind Richtung und Sinn der Bewegung auf der Bewegungsfläche bekannt, kann jedem Quadranten ein kompressiver oder extensiver Charakter zugeordnet werden. Geht man auf gleiche Weise für viele Bewegungsflächen vor, erhält man sich überlagernde kompressive und extensive Bereiche im Stereonez. Die Bereiche, in denen sich viele kompressive Quadranten überlagern, sind bevorzugte Richtungen der größten Hauptnormalspannung σ_1 (Angelier, 1989). In Bereichen mit vorwiegend extensivem Charakter liegt die Richtung der kleinsten Hauptnormalspannung σ_3 . Die Lage der mittleren Hauptnormalspannung σ_2 liegt in Bereichen mit mittlerer Überlagerung und ist häufig nicht eindeutig definiert. Die in den Abbildungen dieser Arbeit dargestellten Isolinien sind Linien gleicher Wahrscheinlichkeit der Lage von σ (Meschede & Decker, 1993).

Die Berechnung dieser Isolinien wurde mit einem PC durchgeführt. Auf eine qualitative Bewertung der einzelnen Meßwertpaare (Bewegungsfläche-Bewegungsvektor) wurde aus Komplexitätsgründen verzichtet. Jedes Datenpaar wurde entsprechend qualitativ gleich gewichtet. Fehler können beispielsweise dadurch entstehen, daß der Bewegungsvektor irrtümlicherweise an Riedelflächen (*riedel shear*) und nicht an echten Harnischlineationen

(Mineralneubildungen) bestimmt wurde, was zu einem entgegengesetzten Bewegungssinn führt (Petit, 1987). Die eventuell daraus entstehenden Abweichungen in den Spannungsberechnungen sind jedoch aufgrund der enormen Quantität der Datensätze hinreichend klein.

Die durch die Methode von Angelier & Mechler (1977) errechneten Richtungen der Hauptnormalspannungen wurden zusätzlich durch die (wesentlich einfachere) Methode von Turner (1953) überprüft und teilweise abgeglichen. Die gefundenen Abweichungen sind statistisch ohne Belang. Diese Untersuchung zeigte die nur sehr geringfügigen Abweichungen der nach Angelier & Mechler (1977) errechneten Hauptspannungsrichtungen, wenn einzelne Bewegungsvektoren um 180° gedreht wurden. Die Abweichungen erreichen etwa 5° bis 8° in der horizontalen Ebene, wenn die Anzahl der irrtümlich gedrehten Vektoren zehn Prozent nicht übersteigt.

Die Beziehung zwischen der Orientierung der Hauptspannungsrichtung und der Kinematik von Störungen ist in Abb. 2.1 veranschaulicht.

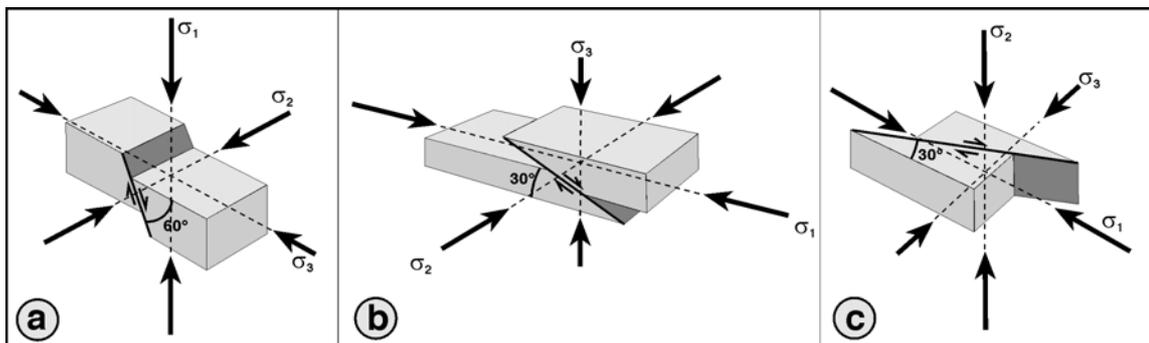


Abb. 2.1: Beziehung zwischen der Orientierung der Hauptspannungsrichtungen σ_1 , σ_2 und σ_3 und der unterschiedlichen Kinematik idealer Störungstypen. a) Abschiebung mit der größten Hauptspannungsrichtung σ_1 senkrecht, b) Überschiebung mit der kleinsten Hauptspannungsrichtung σ_3 senkrecht und c) Blattverschiebung mit der mittleren Hauptspannungsrichtung σ_2 senkrecht. Verändert nach Angelier (1989, 1984) und Hafner (1951).

2.4 Spaltspur-Thermochronologie

Um quantitative Aussagen über Exhumierung und Erosion von Gesteinen zu machen, wurde auf die Methode der Spaltspurethermochronologie an Apatit zurückgegriffen. Diese Methode eignet sich wegen ihrer Sensitivität gegenüber niedrigen Temperaturen (60 bis 120 °C) besonders gut zur Untersuchung von thermischen Prozessen in den vorwiegend niedrig temperierten Sedimenten von Kamchatka. Die Spaltspur-Thermochronologie kann auf eine große Anzahl geologischer Fragestellungen angewandt werden (Gallagher et al. 1998). Beispiele bieten Untersuchungen in jungen Orogenen (Hurford et al. 1989, Foster et al. 1994), an passiven Kontinentalrändern (Moore et al. 1986, Gallagher et al. 1994), in kontinentalen Extensionszonen (Foster et al. 1993, Foster & Gleadow 1996) sowie in sedimentären Becken (Gleadow et al. 1983, Green et al. 1989a). Auf Kamchatka bietet Apatit in den vulkanogen-sedimentären Klastiten die einzige Möglichkeit überhaupt radiometrische Altersdatierungen zu erhalten, da Zirkon so gut wie nicht vorkommt. Die Methodik der Spaltspurethermochronologie an Apatiten sowie die durch die Menge der einzelnen Proben sehr zeit- und arbeitsintensive Präparation der Apatite wird hier im Überblick beschrieben.

2.4.1 PHYSIKALISCHE GRUNDLAGEN

Die Spaltspurendatierung ist eine radiometrische Methode der Altersbestimmung, die auf dem natürlichen Zerfall von ^{238}U -Isotopen durch spontane Spaltung und der daraus resultierenden Akkumulation von Defekten im Kristall basiert. Der Unterschied zwischen der Spaltspurendatierung und anderen radiometrischen Datierungsmethoden (z.B. K-Ar-Datierung) besteht darin, daß die Quantität der durch die spontane Spaltung entstandenen Defekte im Kristallgitter gemessen wird und nicht die Quantität eines entstandenen Tochterisotops. Eine wichtige Eigenschaft der Kristalldefekte ist die Sensitivität gegenüber der Temperatur und der Zeit. Mit zunehmender Temperatur und Zeit wird die Länge der Spaltspuren im Apatit immer kleiner bis sie schließlich ganz ausheilen. Dadurch wird es möglich, zusätzlich zu einer einfachen Schließungstemperatur eine thermale Geschichte des Apatites zu rekonstruieren.

2.4.1.1 Spurbildung

Ein einfaches Modell zur Entstehung von Spaltspuren ist das „ion spike explosion“-Modell von Fleischer et al. (1975). Beim spontanen Zerfall von ^{238}U bilden sich als Spaltprodukt zwei Kerne

mit Massenzahlen von ~85 bis ~105 und ~130 bis ~150. Bei jedem Zerfall werden etwa 200 MeV Energie frei. Die Häufigkeit dieses Ereignisses ist relativ gering, auf jede spontane Spaltung kommen ca. 2×10^6 α -Zerfälle. Die beiden entstehenden Kerne sind stark positiv geladen und aufgrund der Coulomb-Abstoßung entfernen sie sich auf einer geraden Linie voneinander (Gerthsen et al., 1992). Auf ihrem Weg geben die beiden Kerne ihre kinetische Energie an das umgebende Kristallgitter ab. Sie wechselwirken mit den Gitteratomen durch Abstoßung und Ionisation und ziehen ihnen Elektronen ab (*electron stripping*). Dies führt zur Dislokation und zusätzlichen Zerstörung des Kristallgitters, da sich die ionisierten Atome ihrerseits gegenseitig abstoßen. Übrig bleibt ein lokal linear ungeordnetes Gitter, die Spaltspur. Junge Spaltspuren in Apatit haben eine Länge von etwa 16 μm und einen Durchmesser von ca. 0,008 μm (Donelick et al. 1990). Die Orientierung der Spaltspuren im Kristall ist zufällig verteilt. Schleift und poliert man eine Fläche des Kristalls an, kann man durch Ätzung den Durchmesser der Spur vergrößern, da das ungeordnete Kristallgitter in der Nähe des Defektes weniger widerstandsfähiger gegen Lösung ist als das unbeschädigte Gitter des Apatits. Die Spaltspur wird dann einer optischen Analyse unter dem Durchlichtmikroskop zugänglich.

Als einzige signifikante Quelle von Spaltspuren in natürlichen Mineralen kommt ausschließlich die spontane Spaltung von ^{238}U in Betracht. Andere mögliche Ursachen wie die induzierte Spaltung von ^{235}U durch natürlich vorkommende thermische Neutronen oder Uranspaltung durch kosmische Strahlung können vernachlässigt werden (Price & Walker, 1963). Die Flächendichte der spontanen Spuren ist eine Funktion der Zeit, über die Spaltspuren generiert werden und der Konzentration von ^{238}U in dem Kristall.

2.4.1.2 Ausheilung von Spuren und Temperatureffekte

Spaltspuren sind nicht stabil. Mit zunehmender Temperatur verkürzen sie sich irreversibel über geologische Zeiträume hinweg (10^6 bis 10^8 a). Diesen Rekristallisationseffekt nennt man Ausheilung (*annealing*). Man unterscheidet zwischen partieller Ausheilung, bei der die Länge der einzelnen Spuren immer mehr abnimmt und der totalen Ausheilung, bei der alle Spuren komplett ausgelöscht werden. Der wichtigste Parameter für die Ausheilung ist die Temperatur. Einflüsse andere Umgebungsparameter wie Druck oder Spannungszustand sind nicht ausreichend untersucht und werden als vernachlässigbar angesehen.

Bei Temperaturen über ca. 60 °C steigt die Ausheilungsrate stark an bis bei etwa 120 °C alle Spuren ausgeheilt sind. Das Spaltspuralter der Probe ist also auf null zurückgesetzt. Der Temperaturbereich zwischen 60 und 120 °C wird „*partial annealing zone - PAZ*“ (Zone der partiellen Ausheilung) genannt. Green (1988) und Donelick et al. (1990) haben gezeigt, daß Ausheilungsprozesse in sehr geringem Maße auch bei Temperaturen weit unterhalb von 60 °C stattfinden können.

2.4.1.3 Spurdichte und begrenzte Spuren (*confined tracks*)

Die Einzelkornalter der Apatitkristalle können durch die Bestimmung der Spurdichte in dem Mineral selbst (spontane Spuren sichtbar) und der Spurdichte in dem externen Detektor (induzierte Spuren) berechnet werden. Besonders bei sehr kleinen Apatiten (etwa <70 µm) bereitet die Auswahl des auszählenden Bereiches einige Mühe. Es ist zu beachten, daß eigentlich nur Einzelkornalter angegeben werden können (die natürlich statistisch streuen) aus denen sich aber in speziellen Fällen auch Rekonstruktionen zum Liefergebiet ergeben können (Brown 1991, Burtner et al. 1994). Unterschiedliche Generationen von Apatiten entsprechen meist zwei unterschiedlichen Liefergebieten. Das Abkühlungsalter der Gesamtprobe ergibt sich erst nach einer statistischen Auswertung. In dieser Arbeit wurde das Verfahren der fehlergewichteten Mittelwerte benutzt, um Einzelkornalter zu Abkühlungsaltern zusammenzufassen. Abb. 2.2 (a) und (b) zeigt das Beispiel eines Apatitkristalls und des entsprechenden Abdrucks im Detektor unter dem Mikroskop.

Ein wichtiger Parameter für die Abkühlungsgeschichte in der Spaltspurdatering an Apatiten ist die Länge der spontanen Spaltspuren im Apatit. Die längsten Spuren, die in Apatit gefunden wurden sind etwa 16 µm lang (Dumitru et al., 1991). Generell gilt, daß sich die Länge der Spuren in Abhängigkeit von Temperatur und Zeit verkürzen. Dieses Ausheilungsphänomen findet auch bei relativ niedrigen Temperaturen um 60°C und ohne erhöhten Druck statt. Selbst bei „Normalbedingungen“ (21 °C, 1 bar) scheinen die Defekte nach neuesten Erkenntnissen auszuheilen (Carlson et al., 1999). Das beeinflußt natürlich die Länge der Spuren, da sie sich linear, also entlang ihrer langen Achse, immer mehr verkürzen und schließlich ganz schließen. Ein zweiter wichtiger Parameter, der die Länge der Spuren bestimmt, ist der Chemismus. Besonderes Augenmerk liegt dabei auf dem Cl/F-Verhältnis im Kristallgitter des Apatits.

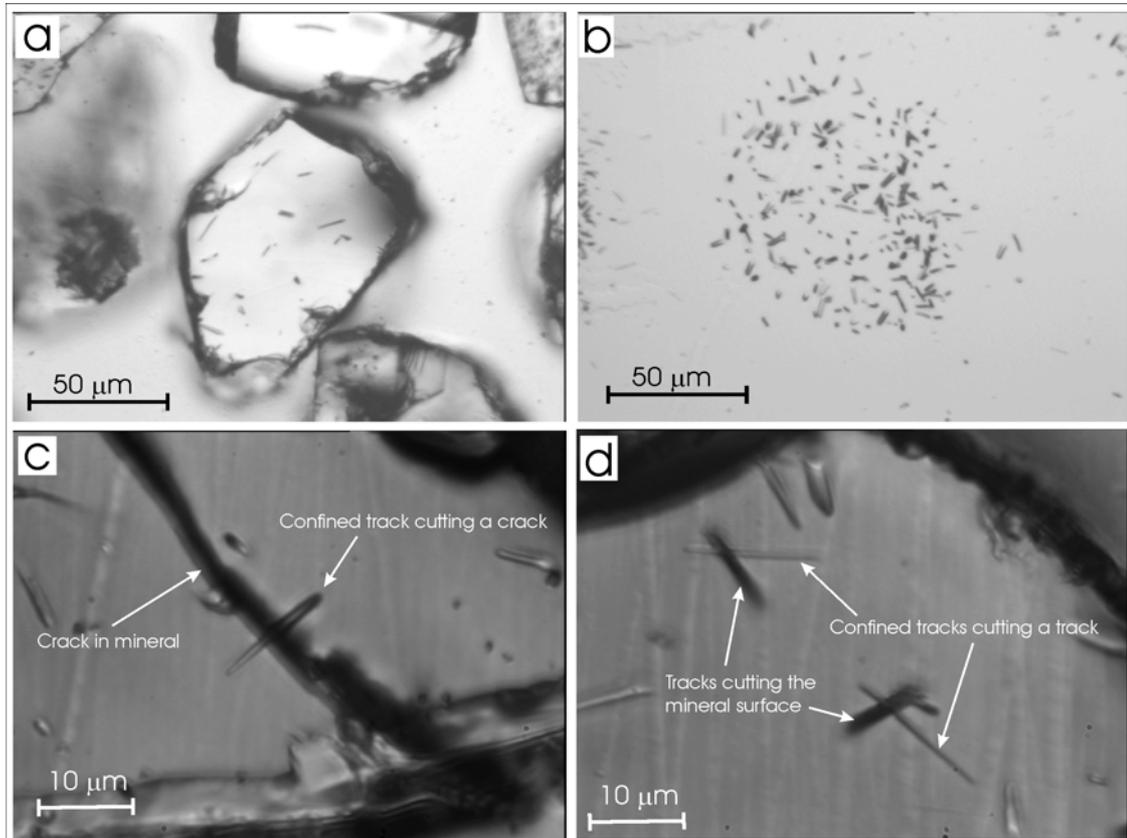


Abb. 2.2: (a) Spontane Spaltspuren auf der Oberfläche eines angeschliffenen und geätzten Apatits (99-13, Einzelkorn# 17, $N_s=7$, Einzelkornalter 9.7 ± 3.8 Ma); (b) Durch Bestrahlung induzierte Spaltspuren auf der Oberfläche der entsprechenden Stelle des externen Detektors (Glimmerblättchen, 99-13 DetectorPrint #17, $N_s=143$, mittleres Probenalter: 7.3 ± 1.1 Ma); (c) Begrenzte Spur (*confined track*) an einem Mineraldefekt (*track in crack*); (d) *confined tracks*, die andere Spuren kreuzen (*track in track*).

Auf eine geochemische Mikrosonden-Analyse der Kristalle wurde in der vorliegenden Arbeit aber verzichtet, da von nur 6 Proben Längenmessungen zur Verfügung standen. Begrenzte Spuren, deren Länge einer direkten Messung zugänglich sind, müssen zwei Kriterien erfüllen: Sie dürfen die Oberfläche nicht schneiden und müssen „subhorizontal“ liegen, um eine künstliche Verkürzung der Messung durch geometrische und mikroskop-optische Effekte auszuschließen. Solche Spuren werden auf zwei Arten erzeugt: Entweder als *track in crack*, dann wird die Spur durch einen Mineralriß, der seinerseits die Oberfläche kreuzt, in zwei Teilspuren links und rechts des Risses zerlegt, oder als *track in track*, wobei die begrenzte Spur eine Spur kreuzt, die ihrerseits wiederum die Oberfläche kreuzt. Beispiele sind in Abb. 2.2 (c) und (d) zu

sehen. Wichtig ist, daß die begrenzte Spur die Oberfläche nicht kreuzt, die Säure trotzdem einen Weg findet, um sie sichtbar zu machen. Das Verhältnis von spontanen Spuren zu begrenzten spontanen Spuren in Apatit ist im Mittel etwa 100 : 1.

2.4.2 DIE IDEE DER SPALTSPURDATIERUNG

Die Spaltspurmethode basiert, wie andere radiometrische Datierungsmethoden auch, auf dem Zerfall eines natürlichen Isotops in Tochterisotope. Der Unterschied besteht darin, das nicht das Verhältnis Mutterisotop/Tochterisotop bestimmt wird, sondern die Flächendichte der Spaltspuren. Die Konzentration des Tochterisotops im Mineral ist dabei proportional zur Anzahl der Spaltspuren, die durch den spontanen Zerfall von ^{238}U entstehen (N_s). Die Konzentration des Mutterisotops wird ermittelt durch die Anzahl der Spaltspuren, die durch die induzierte Spaltung von ^{235}U durch Bestrahlung mit thermalen (langsamen) Neutronen entsteht (N_i). Das in der Natur vorkommende Verhältnis von $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ ist bekannt ($7,2527 \times 10^{-3}$), somit kann die Konzentration von ^{238}U berechnet werden.

2.4.2.1 Externer Detektor

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit wurden mit der Methode des externen Detektors erzielt (Gleadow 1981, Wagner & van den Haute 1992). Dabei wird ein Glimmerblättchen (Muskovit) auf die präparierten Apatite aufgebracht. Die induzierten Zerfälle von ^{235}U im Kristall während der Bestrahlung mit langsamen Neutronen (N_i) werden im Glimmerdetektor als Spaltspuren sichtbar. Der Apatit enthält nach der Bestrahlung also sowohl spontane Spuren (N_s) wie auch induzierte Spuren (N_i), der Detektor enthält nur induzierte Spuren (N_i).

2.4.2.2 Altersgleichungen

Der radioaktive Zerfall läßt sich durch die allgemeine Zerfallsgleichung beschreiben.

$$N_p = N_0 e^{-\lambda t}$$

mit:

N_p = Anzahl der Mutteratome zur Zeit t

N_0 = Ursprüngliche Anzahl der Mutteratome

λ = Zerfallskonstante

Unter Berücksichtigung der spezifischen Parameter der spontanen Spaltung von ^{238}U und der induzierten Spaltung von ^{235}U durch thermische Neutronen sowie nach Umwandlung und Auflösung der Gleichung nach der Zeit t (Wagner & van den Haute 1992) ergibt sich die fundamentale Altersgleichung für die Spaltspurendatierung zu

$$t = \frac{1}{\lambda_{\alpha}} \ln \left[1 + \left(\frac{\lambda_{\alpha}}{\lambda_f} \right) \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) I \Phi \sigma \right]$$

mit:

λ_{α} = Zerfallskonstante für α -Zerfall von $^{238}\text{U} = 1,55125 \times 10^{-10} [\text{a}^{-1}]$

λ_f = Zerfallskonstante für spontane Spaltung von $^{238}\text{U} = 8,46 \times 10^{-17} [\text{a}^{-1}]$

ρ_s = Flächendichte der spontanen Spuren [Anzahl $\times \text{cm}^{-2}$]

ρ_i = Flächendichte der induzierten Spuren [Anzahl $\times \text{cm}^{-2}$]

I = natürliches Isotopenverhältnis $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 7,2527 \times 10^{-3}$

σ = Einfangquerschnitt von ^{235}U für thermische Neutronen = $570,8 \times 10^{-24} [\text{cm}^2]$

Φ = Flußdichte der thermischen Neutronen während der Bestrahlung [Neutronen $\times \text{cm}^{-2}$]

Die Flächendichten ρ_s und ρ_i sind dabei definiert als

$$\rho_s = \frac{N_s}{A_s}$$

und

$$\rho_i = \frac{N_i}{A_i}$$

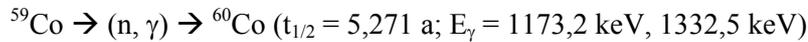
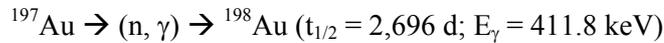
mit:

N_s = Anzahl der spontanen Spaltspuren (im Kristall)

N_i = Anzahl der induzierten Spaltspuren (im externen Detektor)

A = ausgezählte Fläche (cm^2)

Nach diesen Gleichungen kann das unbekannte Alter einer Probe direkt ermittelt werden, indem das Verhältnis ρ_s/ρ_i bestimmt, also N_s und N_i jeweils auf der Fläche A ausgezählt wird. Eine Schwierigkeit besteht in der exakten Ermittlung des Neutronenflusses Φ während der Bestrahlung im Reaktor. Dazu kann ein Metalldetektor (Gold- oder Kobaltmonitor) mitbestrahlt werden in dem während der Bestrahlung folgende Prozesse ablaufen:



Durch die Messung der spezifischen Aktivität mittels γ -Spektrometrie nach der Bestrahlung kann der Neutronenfluß Φ ermittelt werden. Dieses aufwendige und teure Verfahren kann durch das ζ -Verfahren ersetzt werden.

2.4.2.3 Die ζ -Methode

Bei der ζ -Methode werden die beiden schwer zu bestimmenden Parameter Φ und λ_f der fundamentalen Altersgleichung durch einen Faktor ζ (*zeta*) ersetzt. Dazu muß ζ gegen eine geologische Probe mit bekanntem Alter kalibriert werden. Definiert man den Faktor ζ als

$$\zeta = \frac{QI\sigma B}{\lambda_f} = \frac{(e^{\lambda_\alpha t_{std}} - 1)}{\lambda_\alpha (\rho_s / \rho_i)_{std} \rho_m G}$$

mit:

t_{std} = bekanntes Alter eines Standards

$(\rho_s/\rho_i)_{std}$ = Verhältnis der Flächendichten der spontanen und induzierten Spuren im Standard

ρ_m = Flächendichte der Spaltspuren im externen Detektor eines Standardglases

B = Proportionalitätsfaktor Φ/ρ_m

Q = Beobachtungsfaktor (ideal = 1)

G = Geometriefaktor (bei externem Detektor = 0,5)

so zeigt sich, daß zur Bestimmung von ζ (Dimension $\text{a} \times \text{cm}^2$) an einer Standardprobe mit bekanntem Spaltspuralter t_{std} und bekannter Spaltspurdichte im externen Detektor eines Standardglases ρ_m nur das Verhältnis $(\rho_s/\rho_i)_{std}$ ermittelt werden muß. Zur Bestimmung von ρ_m nutzt man ein Glas mit bekanntem ^{235}U -Gehalt (z.B. CN5-Glas), welches mitbestrahlt wird.

Als Altersstandards für die Ermittlung von ζ in Apatiten stehen drei Gesteinsarten zur Verfügung:

Formation	Fundort	Alter [Ma]	Referenzmethode
Fish Canyon volcanic tuff	Colorado, USA	27,8 ± 0,2	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar (Biotit) Hurford & Hammerschmidt (1985)
Durango Erzkörper	Cerro de Mercado, Mexiko	31,4 ± 0,6	K-Ar McDowell & Keizer (1977)
Mt. Dromedary Intrusivkomplex	New South Wales, Australien	98,8 ± 0,6	Rb-Sr (Biotit) Williams et al. (1982)

Um statistische Fehler zu minimieren, sollte die Bestimmung der ζ -Werte durch alle drei Standards, von denen jeweils drei unterschiedliche Präparate gezählt werden, ermittelt werden (Hurford, 1990). ζ ist abhängig von den benutzten Standardgläsern, der Art des analysierten Minerals und einem ‚persönlichen‘ Faktor, der die Unsicherheiten beim Mikroskopieren und Zählen beinhaltet.

Ist ζ einmal mit seinen Fehlern bestimmt, läßt sich ein unbekanntes Alter t_u ermitteln aus der vereinfachten und praktisch anwendbaren Altersgleichung

$$t_u = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left[\lambda_\alpha \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right)_u \rho_m G \zeta + 1 \right]$$

Da jeder Beobachter verschiedene ζ -Werte findet, ist eine sorgfältige Kalibrierung notwendig.

2.4.2.4 Die ζ -Kalibrierung

Im Rahmen dieser Arbeit standen 13 Standards aus fünf unterschiedlichen Bestrahlungen zur Ermittlung des ζ -Wertes des Autors zur Verfügung: Zwei Mt. Dromedary, sieben Durangos und vier Fish Canyon Tuffe. Die Ergebnisse der ζ -Kalibrierung sind in Abb. 2.3 dargestellt. Für die Analysen wurde der fehlergewichtete Mittelwert von $372,4 \pm 8,9 \text{ a} \times \text{cm}^2$ für ζ verwendet. Alle ausgezählten Standards bestanden den χ^2 -Test (siehe unten) und sind somit statistisch sinnvoll und aussagekräftig. Die gewonnenen Werte mit ihren Fehlern liegen im Bereich normaler statistischer Streuung und bilden eine solide Grundlage für die Spaltspurendatierung an Apatiten.

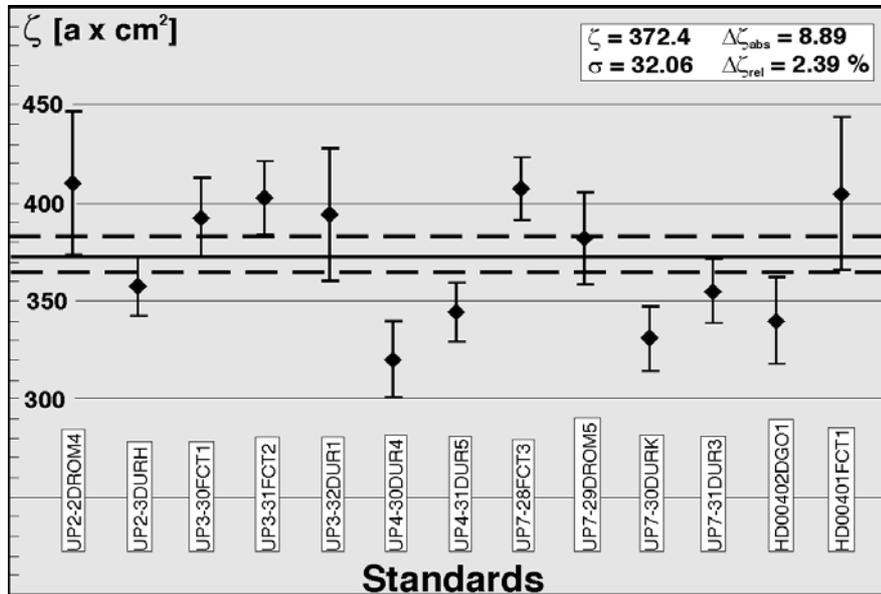


Abb. 2.3: ζ -Werte der analysierten Standards mit 1σ -Fehlerbalken. Die durchgezogene Linie markiert den ζ -Wert, die gestrichelten Linien den 1σ -Fehler von ζ .

2.4.2.5 Statistische Auswerteverfahren

Das wichtigste Verfahren für die Konsistenz eines durch den fehlergewichteten arithmetischen Mittelwert der Einzelkornalter berechneten Spaltspuralters ist der χ^2 -Test. Die Bestimmung der Spurdichte ist dabei die Stichprobe. Mit Hilfe dieser Stichprobe wird geprüft, ob die Grundgesamtheit einer Poisson-Verteilung entspricht. Die Poisson-Verteilung zugrunde zu legen ist zweckmäßig, da letztlich die Zerfälle von Uranatomen untersucht werden, die ein „seltenes“ Ereignis im statistischen Sinne sind. Mathematisch betrachtet handelt es sich um einen Anpassungstest. Mit dem χ^2 -Test wird ermittelt, ob eine betrachtete Zufallsgröße (das gemessene Verhältnis ρ_s/ρ_i) einem vorgegebenen Verteilungsgesetz (der zu einem Spaltspuralter zugeordneten Verhältnis ρ_s/ρ_i) entspricht (Bronstein & Semendjajew, 1991). Der in den Tabellen dieser Arbeit angegebene Wert $P(\chi^2)$ ist die Wahrscheinlichkeit, daß ein gemessenes Verhältnis (ρ_s/ρ_i) einem Wert einer χ^2 -Verteilung entspricht. Große $P(\chi^2)$ -Werte um 90% sprechen dabei für eine klare gemeinsame Abkühlungsgeschichte der einzelnen Apatitkristalle in einer Probe (Precht et al. 1999). Liegen die $P(\chi^2)$ -Werte deutlich unter 90%, liegt entweder eine komplexere Abkühlungsgeschichte vor, bei der z.B. Spuren in Kristallen mit unterschiedlichem F/CL-Verhältnis bei etwas niedrigeren Temperaturen bereits ausgeheilt sind, oder die Liefergebiete der

Apatite in der Probe unterscheiden sich und jedes individuelle Kristall bringt seine „eigene“ Abkühlungsgeschichte bereits mit (Galbraith & Laslett, 1993). Das beobachtete Verhältnis der Flächendichten ρ_s/ρ_i entspricht dann nicht mehr dem einfachen Spaltspurenalter, sondern zwei Alterskomponenten. Es wird von Mischaltern gesprochen, die separiert werden können. Dazu bietet sich wiederum ein χ^2 -Test an, bei dem die Menge der gemessenen ρ_s/ρ_i -Verhältnisse so lange zu Gruppen iteriert wird, bis die Anzahl der Gruppen minimal und die $P(\chi^2)$ -Werte maximal werden.

In der vorliegenden Arbeit wurden in der Kumroch Range und auf der Kronotsky Halbinsel vereinzelt Mischalter in Apatiten gefunden. Die Gesteine der Kamchatka Cape Halbinsel scheinen also hoch genug temperiert gewesen zu sein ($>120^\circ\text{C}$), um die Apatite, seien sie auch aus unterschiedlichen Liefergebieten, zurückzusetzen, d.h. die Spaltspuren konnten vollständig ausheilen. Die Mischalter auf der Kronotsky Halbinsel sind klar auf zwei unterschiedliche Liefergebiete zurückzuführen, da in ein und derselben Probe zum einen Apatite mit eher geringem initialem Urangehalt zu finden sind (wie in fast allen anderen Proben auch), gleichzeitig aber auch vereinzelt Apatitkristalle mit stark erhöhtem Urangehalt und damit sehr hohem ρ_s vorkommen. Weil die Sedimente der untersuchten Arbeitsgebiete auf Kamchatka ausschließlich von Vulkaniten stammen, kann bei einer Heterogenität der Uranverteilung in den Apatiten einer Probe stets ein unterschiedliches Liefergebiet der einzelnen Apatite angenommen werden.

2.4.3 PRAKTISCHE DURCHFÜHRUNG

2.4.3.1 Konzentration von Apatit

Apatit ist ein Phosphat mit der Summenformel $\text{Ca}_5[\text{F,Cl,OH}/(\text{PO}_4)_3]$. Zur Anreicherung werden seine physikalischen Eigenschaften genutzt. Nach der Grobaufbereitung der Proben (brechen, mahlen, sieben, schlämmen) schließt sich die Feinaufbereitung an. Das gewonnene Gemenge wird auf dem Naßrütteltisch grob nach der Dichte fraktioniert, dann werden im Magnetscheider magnetische Anteile separiert (Apatit ist nicht-magnetisch). Schließlich folgt eine Schwere-trennung des verbleibenden Materials mittels Bromoform ($\rho = 2,85\text{ g/cm}^3$), durch welches Apatit ($\rho = 3,2\text{ g/cm}^3$) absinkt. Eventuell verbleibende, noch schwerere Gemengeteile werden mittels

Dijodmethan ($\rho = 3,3 \text{ g/cm}^3$) abgetrennt. Das gewonnene Apatitkonzentrat wird nochmals gesiebt und je nach Reinheit von Hand von Fremdkristallen gereinigt.

2.4.3.2 Ätzung und externer Detektor

Die Apatite werden auf einen Glsträger mit Harz aufgeklebt und angeschliffen. Ziel ist es, eine möglichst große Oberfläche der Apatite zu erzeugen. Nach dem Polieren der Schliche wird die freigelegte Oberfläche mit 5,5-molare HNO_3 bei 20° C für exakt 20 Sekunden geätzt. Durch diesen Prozeß werden die latenten, bislang durch spontanen Zerfall von ^{238}U entstandenen Kristalldefekte (die Spaltspuren), im Kristallgitter mikroskopisch sichtbar. Genaue Kontrolle der Ätztemperatur und vor allem der Ätzzeit sind unumgänglich, da die Länge der Spuren in hohem Maße von diesen Parametern abhängt (Seward et al., 2000).

Die hier vorgestellten Ergebnisse wurden nach der Methode des externen Detektors erarbeitet. Dazu wird auf die polierte Apatitoberfläche ein Glimmerblättchen (Muskovit) aufgebracht und fixiert. Die so vorbereitete Probe (Abb. 2.4) wird dann verpackt und in einem Reaktor mit thermischen (langsamen) Neutronen beschossen.

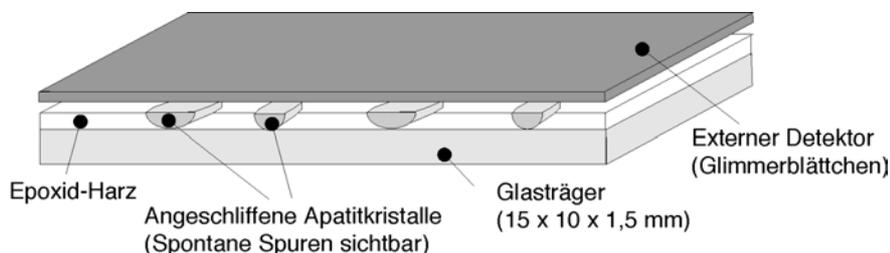


Abb. 2.4: Ein zur Bestrahlung fertiges Präparat einer Spaltspurprobe mit externem Detektor. Im Reaktor hat das Glimmerblättchen direkten Kontakt mit den Apatiten.

2.4.3.3 Bestrahlung

Die einzelnen Präparate werden in Stapeln von 25 bis 30 Stück zusammengepackt und an der Ober- und Unterseite (oft auch in der Mitte) mit einem Standardglas, welches in der selben Art mit einem externen Detektor präpariert ist, ausgestattet. Dieser Stapel wird in einem passenden Reaktor mit thermischen Neutronen beschossen (Energien von $0-0,25 \text{ eV}$). Durch den Beschuß mit langsamen Neutronen wird die unerwünschte induzierte Spaltung von ^{238}U und ^{232}Th vermieden und nur das ^{235}U gespalten. Passende Reaktoren sind z.Zt. in Gent (Belgien), Risø (Dänemark) oder Lucas Heights (Australien) vorhanden (Sobel, 2000).

Die Ergebnisse im Rahmen dieser Arbeit wurden durch vier Bestrahlung (Risø und Lucas Heights) erzielt, bei denen insgesamt 38 Proben bestrahlt wurden. Die unterschiedliche Reaktorcharakteristik wird in Tabelle 2.1 beschrieben.

Standort	Reaktortyp	Thermischer Fluß [Neutronen x cm ⁻²]	Epithermischer Fluß [Neutronen x cm ⁻²]
Risø (Dänemark)	DR3, Graphitreflektor	3,7 x 10 ¹³	1,0 x 10 ¹⁰
Lucas Heights (Australien)	HIFAR, X7-Position	3 – 5,7 x 10 ¹²	- / -

Tabelle 2.1: Charakteristik der zur Bestrahlung benutzten Reaktoren (nach Sobel 2000).

Als Standardglas wurde thoriumfreies CN5-Glas verwendet, welches ein natürliches ²³⁸U/²³⁵U-Verhältnis aufweist. Details über die Bestrahlungen der Proben zeigt die Tabelle 2.2.

Bestrahlungscode (Anzahl d. Proben)	Reaktor	Positionen im Stapel	N _d oben (CN5A)	N _d unten (CN5B)	Gradient
UP2 (7)	Risø	21-27	2144	2155	-0,51 %
UP4 (11)	Risø	14-24	2334	2349	-0,64 %
UP6 (17)	Risø	1-17	2547	2672	-4,79 %
UP8 (3)	Lucas Heights	22-24	3883	4655	-18,1 %

Tabelle 2.2: Die vier Bestrahlungen mit den jeweiligen Gradienten der Flußdichte.

2.4.3.4 Auswertbare Probe

Nach der Bestrahlung muß das Präparat etwa 6 Wochen auf dem Reaktorgelände abklingen, da die Proben aktiviert sind, d.h. selber strahlen. Als Strahlungsquellen kommen der Glasträger, Fremdkristalle oder Verunreinigungen (Fingerabdrücke o.ä.) in Frage. Nach Erhalt werden die Präparate ausgepackt, der externe Detektor von den Proben und von den CN5-Gläsern abgelöst und wiederum geätzt, um die induzierten Spuren sichtbar zu machen. Geätzt wird mit giftiger und aggressiver 40 %-iger HF bei 20 °C genau 45 Minuten lang. Abschließend wird der Apatitträger und der externe Detektor spiegelbildlich zu einem mikroskopierbaren Präparat auf einen Glasträger aufgeklebt.

2.4.4 SPEZIFISCHE PARAMETER FÜR KAMCHATKA

Als Schießungsintervall für das Spaltspursystem wurde die Temperatur zwischen der 110°C Isotherme und der mittleren Oberflächentemperatur von 5°C benutzt (Gallagher et al. 1998). Der Wärmefluß an der Oberfläche der beprobten Arbeitsgebiete auf Kamchatka beträgt etwa 60 mW/m² (Seliverstov 1998). Daraus läßt sich der geothermale Gradient zu 25 ± 2.5 °C/km abschätzen (Chapman 1986, Rybach 1981), was zu einer Tiefenlage der 110 °C Isotherme in etwa $4,4 \pm 0,4$ km führt.

Kapitel 3

Die Geologie Kamchatkas

3.1 Allgemeiner Überblick

3.1.1 DIE VULKANISCHEN BÖGEN

Kamchatka ist der nördlichste Abschnitt des Kurilen-Kamchatka-Inselbogens. Dieses etwa 3500 km lange Segment des zirkumpazifischen „*ring of fire*“ wird im Westen durch das Ochotskische Meer und im Osten durch den NW-Pazifik und das Beringmeer begrenzt (Abb. 3.1). Kamchatka ist auf einem kristallinen, polymetamorphen Sockel (*basement*) kretazischen Alters aufgebaut (Khain 1994, Zinkevich et al. 1994), welcher in der Sredinny Range und in der Ganalsky Range in Westkamchatka aufgeschlossen ist (Abb. 3.2). Charakteristisch ist ein extrem starker aktiver subaerischer Vulkanismus, der sich in zwei NW-streichenden vulkanischen Bögen manifestiert. Der ältere, westliche Gürtel etablierte sich im Oligozän und ist heute nahezu inaktiv. Er findet seine Fortsetzung im nördlichen Koriak-Gürtel (Zinkevich & Tsukanov, 1993). Der östliche Vulkangürtel ist pliozänen Alters und bis heute eine der aktivsten vulkanischen Zonen der Erde. Der östliche Bogen setzt sich im südlich anschließenden Kurilenbogen fort. Die beiden Bögen sind durch die Zentrale Kamchatka Depression (ZKD) morphologisch und strukturell voneinander getrennt. Die ZKD teilt die Halbinsel in West- und Ost-Kamchatka.

3.1.2 PLATTENTEKTONIK

Die vulkanischen Bögen sind direkter Ausdruck der Subduktion der Pazifischen Platte (PAC), die seit etwa 42 Ma orthogonal unter dem Kamchatka-Kurilen Bogen abtaucht. Die heutige Subduktionsrate beträgt 79 mm/a (DeMets et al. 1990). Der nördlichste aktive Vulkan des östlichen Bogens, markiert den nördlichen Rand der Subduktion pazifischer Kruste unter Kamchatka. Er liegt im Streichen des Aleutenbogens, welche den nördlichen Rand der PAC markiert. Im westlichsten Segment des Aleutenbogens wird ozeanische Kruste nicht subduziert, sondern in dextralen Blattverschiebungen an den Komandorsky Inseln vorbeigeführt (Freitag et al. 2001).

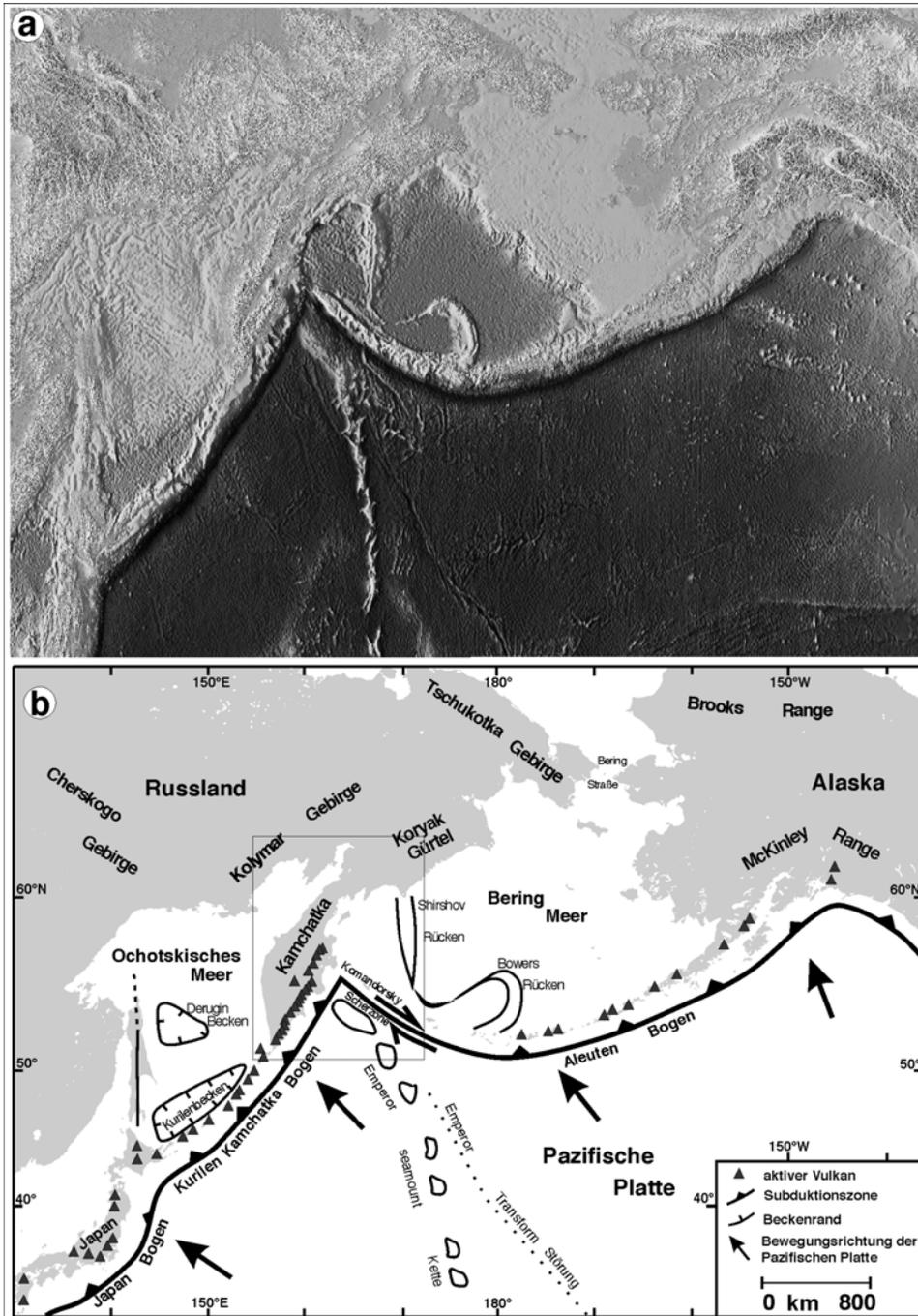


Abb. 3.1: a) Digitales Höhenmodell des NW-pazifischen Raums (GTOPO30). b) Schema der plattentektonischen Situation in der Umgebung Kamchatkas. Die Bewegungsrichtung der PAC ist durch Pfeile dargestellt. Die Subduktionsrichtung ist im Kurilen-Kamchatka-Graben orthogonal, im Aleuten-Graben von orthogonal im Osten, über schief im Zentralen Teil (südlich des Bowers Rücken) bis hin zur dextralen Blattverschiebung im westlichen Teil vor Kamchatka (Komandorsky Scherzonen).

3.1.3 ALLOCHTHONE TERRANE

Die rezent mit der Pazifischen Platte angelieferten ozeanischen Plateaus (*seamounts*) der Emperor-Kette haben ihren Ursprung über dem Hawaii-Hotspot. Seit der unteren Kreide werden immer wieder ozeanische Plateaus, Paläo-Inselbögen o.a. mit der Kula-Platte oder der Pazifischen Platte an den Plattenrand von Kamchatka angeliefert und bilden heute reliktsche, allochthone Terrane. Diese allochthonen Terrane, die Plateaus der Emperor-Kette sowie der Aleutenbogen spielen eine zentrale Rolle im Krustenwachstum des Kamchatka Inselbogens. Kamchatka ist so ein markantes Beispiel von langzeitigem und intensivem Krustenwachstum entlang eines konvergenten Plattenrandes. Die aktive Akkretion und Deformation durch sich anlagernde Terrane findet seit dem Oligozän im östlichen Teil von Kamchatka, also östlich der Zentralen Kamchatka Depression statt.

3.1.4 OCHOTSKISCHES MEER UND BERINGMEER

Das Ochotskische Meer ist ein klassisches Randmeer (*back-arc basin*) mit Subsidenzbereichen im südlichen Kurilenbecken und im zentral gelegenen Derugin-Becken (siehe Abb. 3.1). Im Beringmeer sind zwei auffällige submarine Rücken, der Bowers-Rücken und der Shirshov-Rücken, ausgebildet. Sie repräsentieren Reste zweier Paläo-Inselbögen, die bei der Bildung des Aleutenbogens im Eozän vermutlich eine wesentliche Rolle spielten (Worall 1991, Ben-Avraham et al. 1981). Seit der Etablierung des Aleutenbogens sind beide Rücken inaktiv und von „eingefangener“ Kruste der Kula-Platte umgeben.

Die Zonen der Plattengrenze zwischen der Eurasischen und der Nordamerikanischen Platte sind weitgehend ungeklärt. Einige Autoren postulieren eine eigenständige Ochotskische Mikroplatte, (z.B. Jolivet 1987, Watson & Fujita 1988, Zonenshain et al. 1990), deren westliche Begrenzung auf der russischen Insel Sachalin als sinistrale Scherzone aufgeschlossen ist. Andere ordnen Kamchatka, die Kurilen sowie das Ochotskische Meer ganz der Nordamerikanischen Platte zu (z.B. Kobayashi 1983, Nakamura 1983).

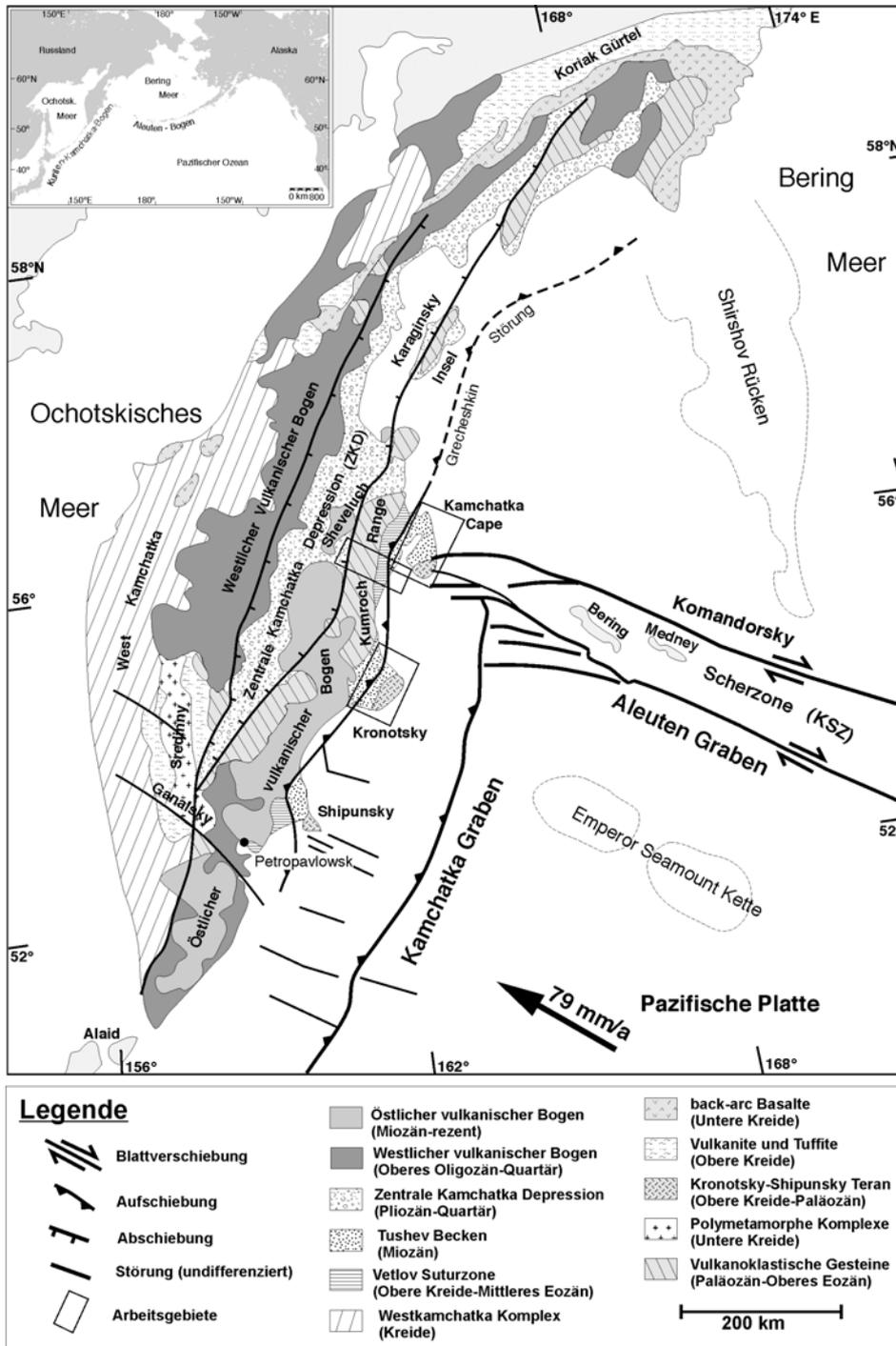


Abb. 3.2: Übersicht über die wichtigsten geologischen und strukturellen Einheiten von Kamchatka und des angrenzenden Aleutenbogens. Der mosaikartige Aufbau, besonders Ost-Kamchatkas, wird deutlich. Die Rechtecke markieren die Arbeitsgebiete.

3.2 Geologie Ost-Kamchatkas

Der heutige *fore arc* Kamchatkas besteht strukturell aus fünf allochthonen Terranen, die parallel zum modernen Plattenrand angeordnet sind und sich von Südosten nach Nordwesten über mehrere hundert Kilometer erstrecken (Abb. 3.2 und 3.3). Diese sind von Westen nach Osten:

- die Zentrale Kamchatka Depression als Längstal,
- das Ozernov-Valangin Terran als Überschiebungsgürtel,
- das Vetlov Terran, eine Suturzone,
- das miozäne Tyushev-Becken als *fore arc* Becken
- und das vorgelagerte Kronotsky-Shipunsky Terran, ein kretazischer Inselbogen.

3.2.1 ZENTRALE KAMCHATKA DEPRESSION

Die ZKD ist eine etwa 400 km lange Grabenstruktur, die sich von Süden her öffnet und im Norden eine maximale Breite von 70 km erreicht. Der Graben ist mit ca. 2 bis 2,5 km mächtigen Sedimenten des Oberen Pliozän bis Quartär (3,3 Ma bis rezent) verfüllt (Khain, 1994). Diese junge Struktur trennt als Längstal die Kamchatka Halbinsel in einen westlichen Teil und einen östlichen Teil, den heutigen *fore arc*. Der Sheveluch und der Kluchevskoj-Vulkan, zwei der produktivsten Vulkane der Erde, sitzen der Depression im Norden auf. Die östliche Flanke der ZKD besteht aus synthetisch abgeschobenen Blöcken des sich anschließenden Ozernov-Valangin Terran (Abb. 3.2 und 4.2).

3.2.2 OZERNOV-VALANGIN TERRAN

Das Ozernov-Valangin Terran zieht sich entlang der Ostküste Kamchatkas über ca. 700 km nach Norden bis in das Koryak-Gebirge und wurde detailliert beschrieben (u.a. Zinkevich et al., 1993). Es handelt sich um ein System aus Überschiebungsgürteln (*thrust sheets*), die von zwei großen 'out of sequence'-Störungen begrenzt werden. Lithologisch besteht das Ozernov-Valangin Terran aus Gesteinen eines Inselbogenzyklus. Das frühe Stadium der Entwicklung zeigen die oberkretazischen intermediären bis mafischen Vulkanite und Inselbogen-Tholeiite an (Zinkevich & Tsukanov 1993). Tuffitisch-klastische Gesteine sind mit quarzitischer Beckensedimentation assoziiert (Tsukanov 1991). Siliziklastische Gesteine aus vulkanoklastischen und siliziklastisch-polymikten Ablagerungen des lokalen vulkanischen Materials (Zinkevich & Tsukanov 1993) belegen das finale Stadium des Ozernov-Valangin Inselbogens im Paläozän.

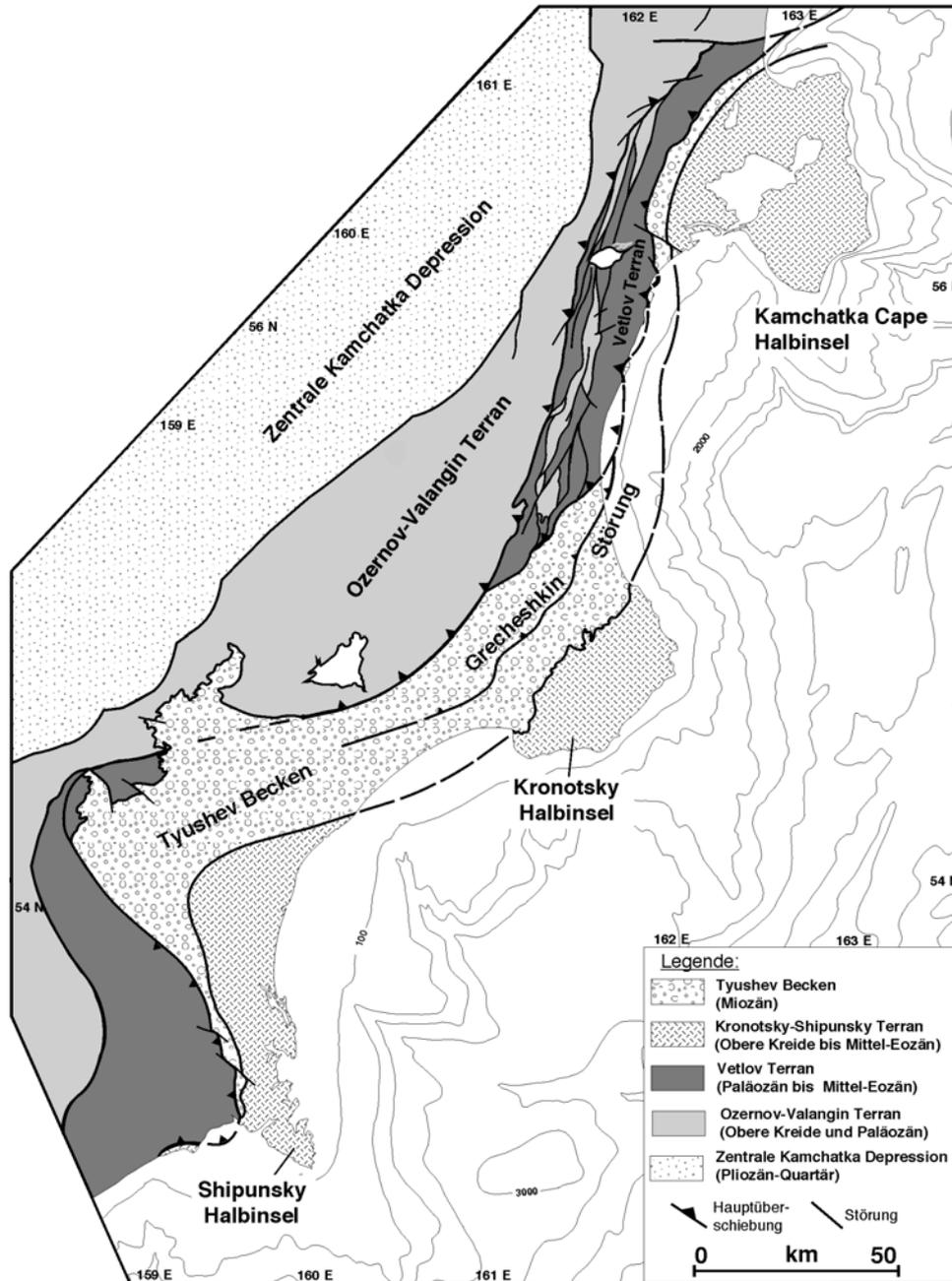


Abb. 3.3: Schematische geologische Karte von Ost-Kamchatka (ohne pliozäne Überdeckung). Die gürtelförmig angeordneten Einheiten sind erkennbar. Auf der Kronotsky Halbinsel wird der Kontakt zwischen dem Vetlov Terran und dem Ozernov-Valangin Terran weitgehend von miozänen Beckensedimenten überdeckt (nach Alexeiev et al. 1999).

3.2.3 VETLOV TERRAN (VETLOV SUTURZONE)

Das Vetlov Terran ist dem Ozernov-Valangin Terran östlich vorgelagert. Seine charakteristische, intensive und komplexe interne Deformation läßt sich von Petropawlovsk bis auf die Karaginsky-Insel über ca. 600 km verfolgen. Die Struktur läßt sich als eine tektonische Mega-Mélange beschreiben, in die Blöcke, Decken und Deckenfragmente einbezogen sind und teilweise durch Kataklastite und Mylonite voneinander getrennt sind (Tsukanov, 1991). Das Alter der Gesteine ist durch benthische Foraminiferenfragmente bestimmt (Petrina et al. 1983) und variiert von der Oberen Kreide bis ins Untere Eozän. Die in die Deformation einbezogenen Blöcke bestehen aus (a) tuffogenen Sedimenten des Maastricht und Dan mit typischen Merkmalen von Tiefseesedimenten (Zinkevich & Tsukanov, 1993), (b) dünn laminierten quarzitischen Sedimenten, Radiolariten und biogenen Karbonaten paläozänen bis mittel-eozänen Alters (Filatova & Vishnevskaya, 1997) und (c) tholeiitischen Basalten unsicheren, vermutlich unterkretazischen Alters (~120 Ma) mit klarem ozeanischem Charakter (Tsukanov & Fedorckuk, 1989).

Der Vetlov Terran kann als Suturzone eines geschlossenen *back-arc* Beckens interpretiert werden, welches als Vetlov *back-arc* Becken bezeichnet wird. Die Basalte lassen auf die Kollision und Obduktion kleinerer Intrabecken-Erhebungen, vermutlich Reste eines Spreizungszentrums (*spreading center*), mit dem Ozernov-Valangin Terran schließen.

3.2.4 TYUSHEV-BECKEN

Das Tyushev-Becken stellt eine leicht gebogene Depression dar, die sich zwischen dem Ozernov-Valangin Terran im Nordwesten und dem Cape Kamchatka-Kronotsky-Shipunsky-Bogen im Südosten befindet (Abb. 2.3). Sie ist etwa 450 km lang und erreicht westlich der Kronotsky Halbinsel eine maximale Breite von ca. 40 km. Die Depression ist verfüllt mit Sedimenten des Oberen Eozän (~40 Ma) bis Mittleren Miozän (~12 Ma). Es handelt sich hauptsächlich um Hang-Turbidite (*slope turbidites*) mit geringen Anteilen von flachmarinen bis fluviatilen Delta-Sedimenten im Hangenden. Die nordwestliche Begrenzung zum Vetlov Terran bildet die Grechishkin-Störung, die mit flachen Winkeln nach Nordwesten einfällt (Shapiro, 1980). Die Struktur des Tyushev-Beckens ist durch eine klare Asymmetrie gekennzeichnet. Im Nordwesten des Beckens beginnt die Sediment-Sequenz im Unteren Oligozän oder sogar schon im Oberen Eozän und die Gesamtmächtigkeit beträgt über 5000 m. Im Südwesten beginnt die

Sedimentation im späten Oligozän oder Miozän und die Mächtigkeit übersteigt nicht 1500 m (Shapiro & Seliverstov, 1975).

3.2.5 KRONOTSKY-SHIPUNSKY TERRAN

Das Kronotsky-Shipunsky Terran ist das östlichste Segment der Kamchatka Halbinsel und auf den drei Halbinseln Shipunsky (hier nicht beschrieben), Kronotsky und Kamchatka Cape aufgeschlossen. Die geologische Entwicklung der beiden südlichen Halbinseln Shipunsky und Kronotsky ist kongruent: Es handelt sich um einen kretazischen Inselbogen. Die kretazischen Basalte der Kamchatka Cape Halbinsel hingegen zeigen eher MORB-Signatur (Kramer et al. 2000).

Die Kronotsky-Halbinsel bildet die geometrische Fortsetzung der Emperor Seamount-Kette, die ihren Ursprung über dem Hawaii-Hotspot hat. Sie besteht in ihrem östlichen Teil aus kretazischen Basalten, Pillow-Laven und Tuffen, welche über weite Teile der Halbinsel von eozänen Sandsteinen überlagert werden. Dabei handelt es sich hauptsächlich um transgressive vulkanomikte Sedimente (Bakhteev et al. 1994). Unter- bis mittel-miozäne Beckensedimente überlagern die eozänen Sandsteine im Westen und die magmatischen Gesteine im Osten. Im Westen werden die eozänen Sandsteine von den quartären Vulkaniten des aktiven östlichen Vulkanbogens überlagert.

Die Kamchatka Cape Halbinsel ist die Schlüsselregion für das Verständnis der strukturellen Beziehung zwischen dem Aleutenbogen und dem Kurilen-Kamchatka Bogen. Sie gehört, je nach Betrachtungsweise, beiden Systemen gleichermaßen an; auf der einen Seite sind die Nordwest streichenden Strukturen klares Indiz für die aleutische Zugehörigkeit (Geist & Scholl 1994, Gaedicke et al. 2000), andererseits ist sie der nördlichste Teil des Shipunsky-Kronotsky Terranes (Shapiro et al. 1987, Zinkevich & Tsukanov 1993, Bazhenov et al. 1992).

Die Kamchatka Cape Halbinsel besteht hauptsächlich aus zwei durch eine nordwest-streichende Abschiebung getrennte Teile. Der nördliche Teil (Stolbovska-Gruppe) besteht aus schwach deformierten vulkanoklastischen, terrigenen Sedimenten und seltener auch mafischen Basalten und Pillow-Laven (Zinkevich & Tsukanov 1993). Das Ablagerungsalter der Sedimente reicht anhand von biostratigraphischen Daten von der späten Oberkreide bis ins Oligozän (Zinkevich et al. 1985). Die geschichteten Einheiten erreichen eine Gesamtmächtigkeit von ca. 6000 m und fallen mit ca. 40° nach E ein. Der südliche Teil besteht aus ozeanischen Basalten, Radiolariten

und seltener auch biogenen Karbonaten, deren Fauna auf Maastricht datiert wurde (Bragin et al. 1986). Gabbros und ultramafische Gesteine mit deutlicher MORB-Signatur liegen meist als Serpentin-Mélängen vor (Khubunaya 1987). Die Gesteine im südlichen Teil wurden seit der Oberen Kreide mehrfach deformiert. Zahlreiche, bis zu mehrere hundert Metern angehobene ehemalige Täler, die mit mächtigen fluviatilen (pleistozänen?) Sedimenten verfüllt sind sowie einige verkippte und rotierte Strandterrassen entlang der Küste belegen die subrezent anhaltende tektonische Aktivität in dem Gebiet (s. Kapitel 4).

Der südliche Teil der Kamchatka Cape Halbinsel besteht aus einem Ophiolitkörper, der Dunite, Peridotite, Harzburgite und Tholeiitbasalte umfaßt. Der Ophiolit wird als ein exotisches Terran interpretiert, der obduziert und in die Oberplatte integriert wurde (Gaedicke et al 2000, Konstantinovskaya 2000, Geist & Scholl 1994). Der Ophiolitkomplex wird mit tektonischem Kontakt von der Africa Formation überlagert (Khotin 1976). Sie besteht aus zwei Einheiten. Die (a) Smagin-Formation besteht über weite Teile aus feinkörnigen, grünen und grauen Quarziten und Calciten. Einige Lagen enthalten roten Chert, Pillow-Basalte, Tuffe und Tuffite. Sie werden als intraozeanische Akkumulate beschrieben (Zinkevich et al. 1993). Gestützt wird dies auch durch petrochemische Analysen, welche die basaltischen Anteile klar einem ozeanischen Rücken zuordnen (Fedorchuk 1989b). Die stark deformierte Africa Formation ist als obduktionsbezogene tektonische Mélange syntektonisch einzuordnen.

Die (b) Pikezh-Formation unterscheidet sich signifikant von anderen Sedimenten. Sie besteht aus mittel- bis grobkörnigen Quarz-Feldspat-Sandsteinen, welche für proximale Turbidite typisch sind. Das Liefergebiet der Sandsteine mit kontinentaler Affinität ist unklar (Freitag et al. 2001).

3.3 Zusammenfassung

Aus der Art und der Verteilung der anstehenden Gesteine im Ostteil Kamchatkas läßt sich das Akkretionsgeschehen seit dem Eozän bereits grob herleiten: Das Ozernov-Valangin Terran repräsentiert als Falten- und Überschiebungsgürtel einen Paläo-Akkretionskeil. Die Kruste des vorgelagerten Vetlov *back-arc* Beckens wird unter diesen Keil subduziert und die Tiefseesedimente des Vetlov Terran deformiert. Dabei wird das Becken geschlossen. Der Akkretionsvorgang wird durch die teilweise Obduktion des Kronotsky-Shipunsky Terrans, einem kretazischen Paläo-Inselbogen, beeinflusst. Es bildet sich das Tyushev Becken als *fore arc*

Becken aus, das mit Sedimenten verfüllt wird. Als Reaktion auf die veränderte Keilgeometrie bildet sich die Zentrale Kamchatka Depression als neues *back-arc* Becken aus. Seit dem Eozän beobachten wir also einen Wechsel des Akkretionsmodus von frontaler Akkretion, über die Kollision und Akkretion eines Inselbogens, bis hin zur erneuten frontalen Akkretion in Form eines Akkretionskeils.

Kapitel 4

Die Kumroch Range

4.1 Einleitung

Die Kumroch Range ist eine SSW-NNE streichende Küstenkordillere, die sich in Höhen von bis zu 1400 m von Petropawlovsk im Süden Kamchatkas über etwa 800 km bis zur Karaginsky Insel an der Ostküste von Kamchatka erstreckt (Abb. 3.2). Die Kumroch Range wird im Westen über weite Strecken durch die Zentrale Kamchatka Depression und im Osten durch die Halbinseln des Kronotsky-Shipunsky Terrans bzw. durch den Pazifik begrenzt. Die drei geologischen Haupteinheiten sind (a) das Ozernov-Valangin Terran, (b) das Vetlov Terran und (c) die Sedimente des Tyushev-Beckens ganz im Westen (Abb. 4.1). Die Einheiten sind durch große Überschiebungen strukturell voneinander getrennt (Abb. 4.1 und 4.4). Im nördlichen Abschnitt, der hier vorgestellt wird, liegt der magmatische Bogen in der Zentralen Kamchatka Depression (ZKD), so daß die quartären Vulkanite die Einheiten nicht überdecken. Weiter im Süden, etwa ab der Kronotsky Halbinsel, springt der magmatische Bogen nach Osten und seine Sedimente überlagern weite Teile der Kumroch Range (Abb. 3.2).

4.2 Geologie der Kumroch Range

Um die känozoische Entwicklung des aktiven Plattenrandes zu rekonstruieren, werden im folgenden die lithologischen Formationen der Haupteinheiten (Abb. 4.1) beschrieben. Eine genaue Untersuchung der Art der Gesteine, deren sedimentärer Merkmale sowie die Art der Deformation erlauben eine Abgrenzung der Einheiten nach Liefergebietszugehörigkeit, Ablagerungsmilieu und Deformationsgeschichte. Hinweise auf die Ablagerungsbedingungen (distal-proximal, Konglomerate, Rundungsgrad etc.) sind für eine geodynamische Rekonstruktion besonders wertvoll. Aus sedimentären Strukturen abgeleitete Schüttungsrichtungen, sequenzstratigraphische Analysen im Aufschluß (z.B. Bouma-Sequenzen) sowie kinematische Indikatoren auf Bewegungsflächen geben zusätzliche Hinweise auf das tektonische Umfeld der Ablagerung von Sedimenten.

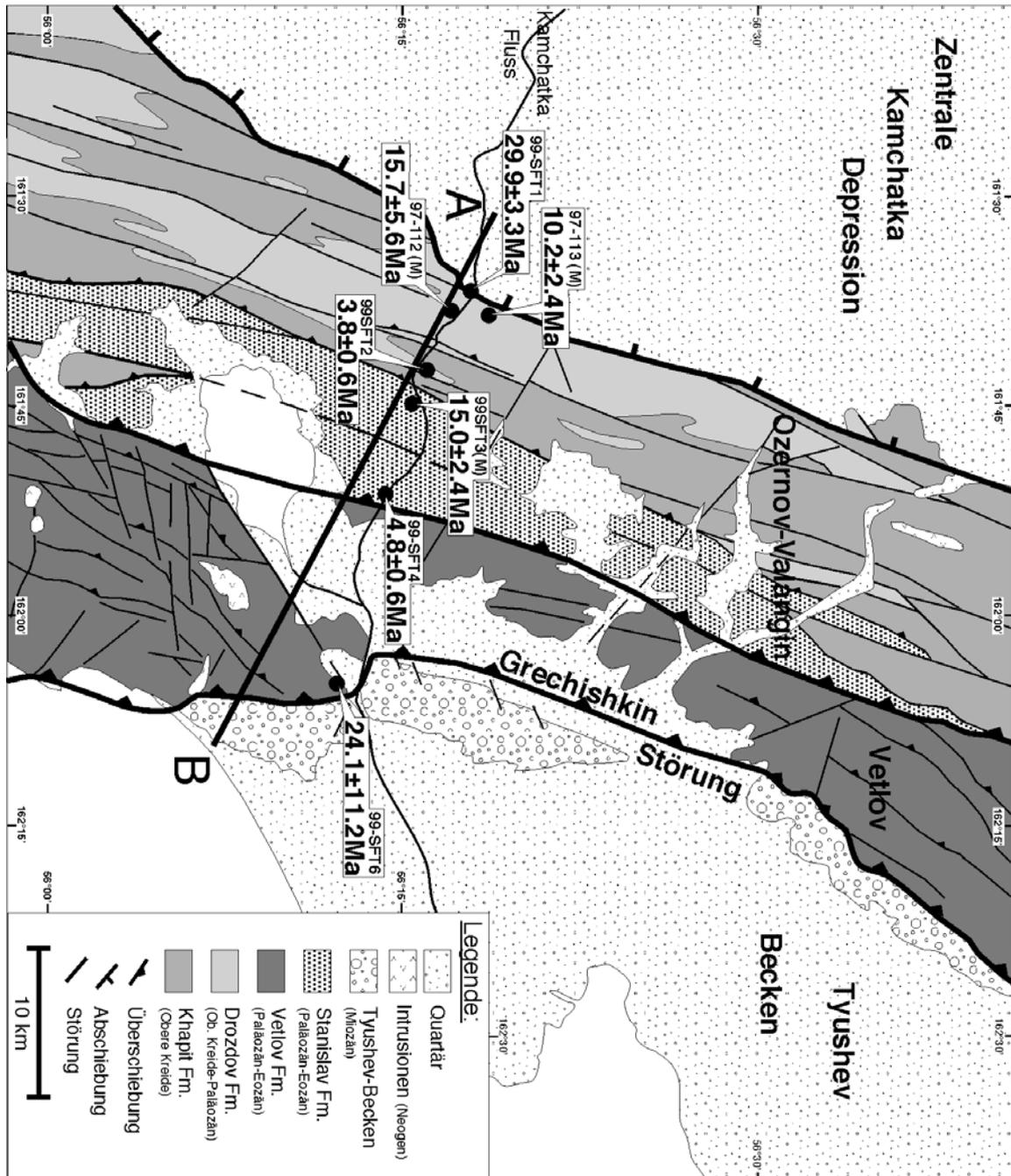


Abb. 4.1: Geologische Karte der Kumroch Range in Höhe des Kamchatka Flusses. Die Lage des Profilschnittes (A-B) ist gekennzeichnet. Die Spaltspurenalter mit Probennummern sind in Kästchen angegeben. (M) bedeuten Mischalter. Zur Lage des Kartenausschnittes siehe Abb. 2.2 (Karte auf der Grundlage von Tsukanov, 1991 sowie eigener Kartierung).

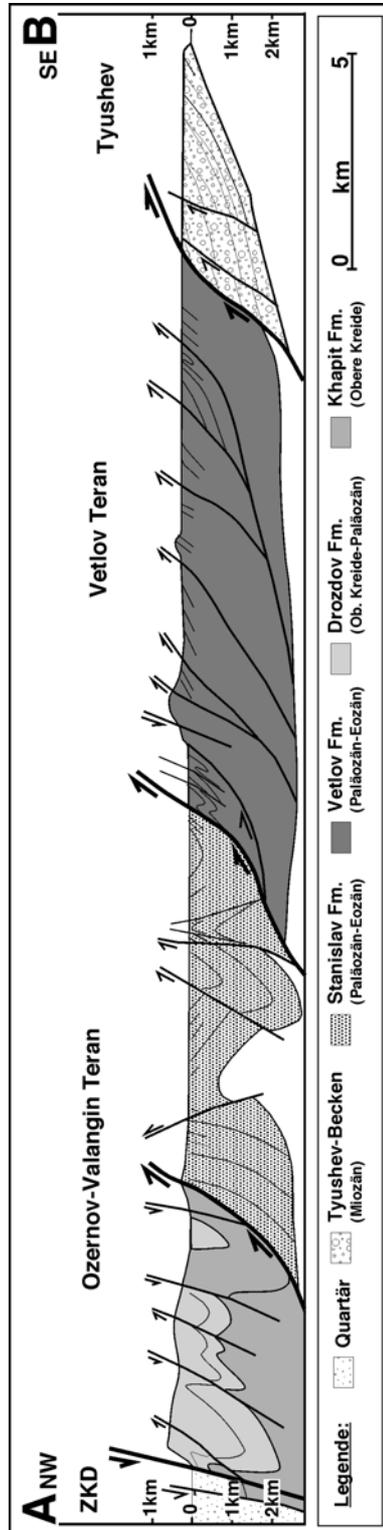


Abb. 4.2: Geologisch-strukturelles Profil durch die Kumroch Range (eigene Kartierung).

4.2.1 OZERNOV-VALANGIN TERRAN

Das Ozernov-Valangin Terran ist lithologisch relativ einfach aufgebaut. Im Liegenden befindet sich die Khapit-Formation, die von der Drozdov-Formation konkordant überlagert wird. Beide Formationen sind auf die Stanislav-Formation aufgeschoben.

4.2.1.1 Khapit-Formation

Die Khapit-Formation baut sich aus oberkretazischen andesitischen Tuffen und Tuffiten mit dunkler, fast schwarzer Farbe auf. In den aufgeschlossenen Bereichen zeigt sich keine Faltung und keinerlei Boudinierung. In der Khapit-Formation kommen reine Andesite vor, die durch ihre dunkle Farbe, den nicht seltenen Plagioklas-Einsprenglingen sowie den glasigen Bruch charakterisiert sind. Andesite treten in Lagen von wenigen Millimetern bis zu einigen Zentimetern auf (Abb. 4.3). Dabei handelt es sich um Ablagerungen, die durch subaerischen Vulkanismus entstanden sind.

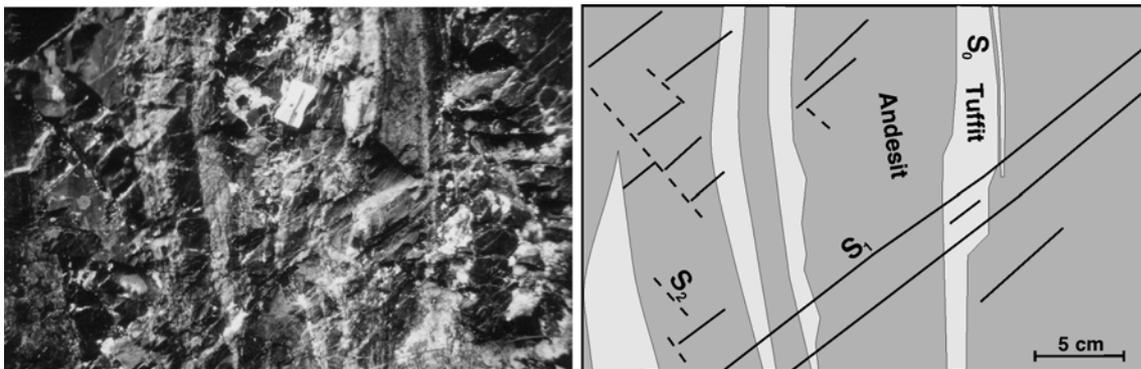


Abb. 4.3: Typisches Beispiel aus der Khapit-Formation. Saiger stehende Andesitlagen (dunkel) wechseln mit helleren Tuffitlagen. Deutlich ist eine Bruchschieferung S_1 von links unten nach rechts oben zu erkennen (durchgezogene Linien), weniger deutlich eine zweite Bruchschieferung S_2 senkrecht darauf (gestrichelte Linien). Die Schichtung ist S_0 .

Die großen Plagioklase (bis mehrere Millimeter) weisen auf eine relativ langsame Abkühlung der Lavaströme hin. Die Andesitlagen werden von helleren, groben Tuffiten unterbrochen. Diese Tuffite sind agglomerierte Sandstein-Tuffe, deren Korngröße und schlechte Rundung einen langen submarinen Transportweg ausschließen. Die Tuffite wurden vermutlich nicht turbiditartig in einen Graben geschüttet, sondern direkt an dem Hang eines Inselbogens submarin abgelagert. Die aus dem Profil konstruierte Mindestmächtigkeit der Khapit-Formation beträgt ca. 400 m.

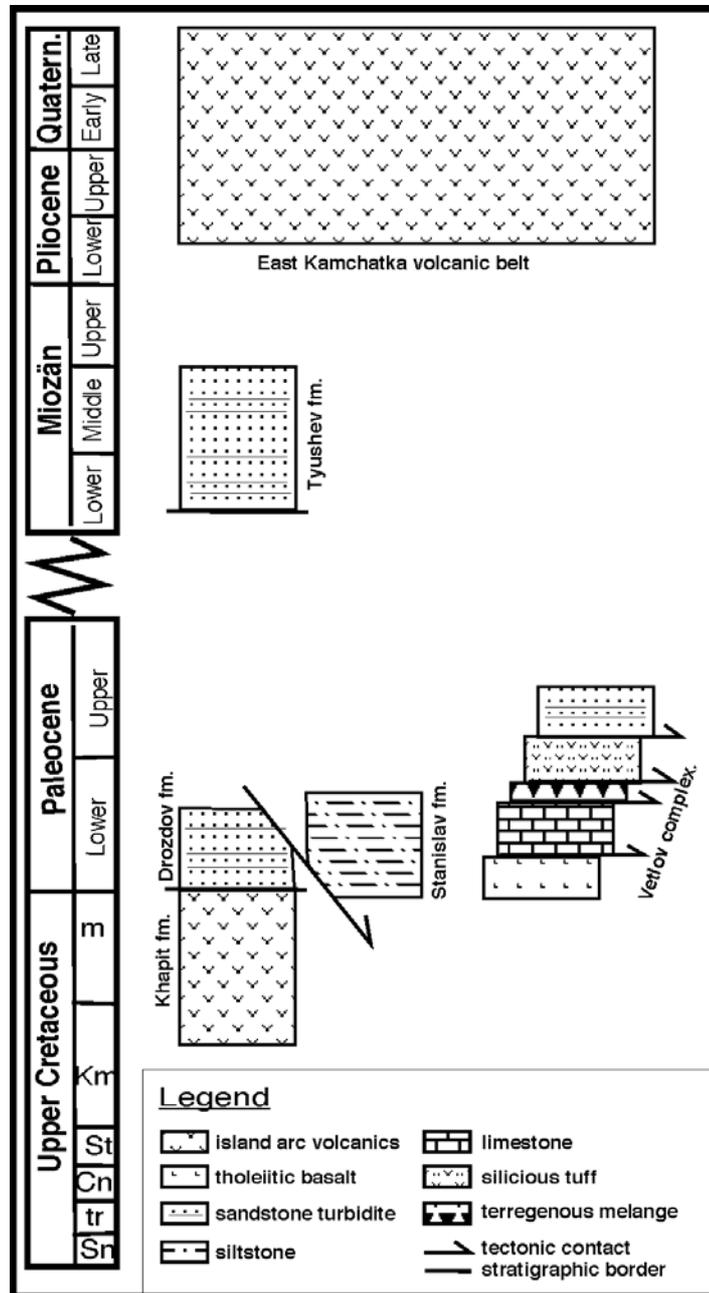


Abb. 4.4: Stratigraphische Einordnung der Sedimente der Kumroch Range (Zusammengesetzt aus eigenen Beobachtungen sowie Arbeiten von Bogdanov et al., 1991, Zinkevich et al., 1993, Tsukanov, 1991, Zinkevich & Tsukanov, 1993; Filatova & Vishnevskaya, 1997)

4.2.1.2 Drozdov-Formation

Die Drozdov-Formation besteht aus paläozänen, fossilarmen turbiditischen Silt/Sandstein Wechsellagerungen (Tsukanov 1991) mit eingeschalteten hemipelagischen Tonen, wie sie für proximale Tiefseesedimente typisch ist. Zahlreiche Strömungsmarken auf der Unterseite der Schichtflächen geben Hinweise auf die Paläoschüttungsrichtungen (Alexeiev et al. 1999). In den Sandsteinen findet man häufig bis einige Millimeter große Einschlüsse von Kohle, welche für eine liefergebietsnahe und sehr rasche Sedimentation sprechen. Durch Einengungstektonik ist die Drozdov-Formation in meist SE-vergente, isoklinale Falten unterschiedlicher Länge und Amplitude gelegt, oft kann Kleinfaltung im Zentimeter-Bereich beobachtet werden. Dabei kommt es zur Boudinierung, die direkt an die Einengung gekoppelt ist (Abb. 4.5).

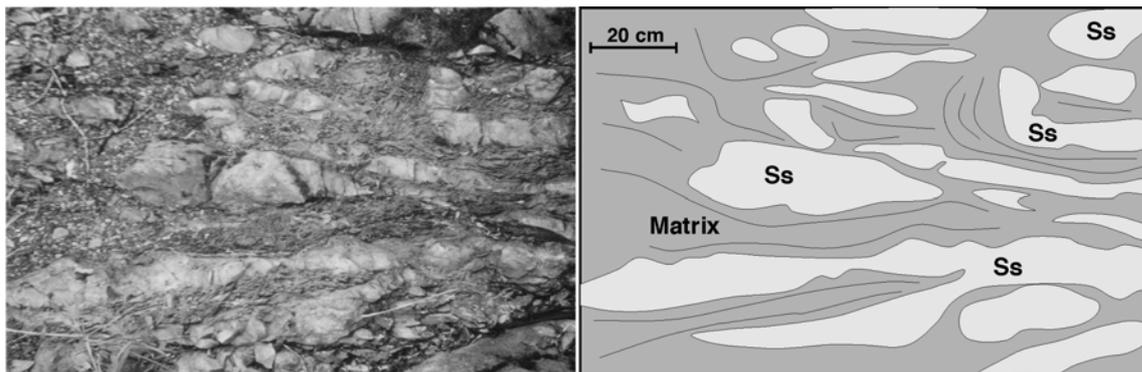


Abb. 4.5: Beispiel der Drozdov-Formation. Elongierte Sandsteinboudins (Ss) in siltig-toniger Matrix. Der Schichtverband beginnt sich aufzulösen. Der Bewegungssinn ist „top to right“.

An manchen Boudins läßt sich der Bewegungssinn der umgebenden Matrix ermitteln. Die Größe der einzelnen Boudins liegt im Zentimeter- bis Dezimeterbereich. Werden die Boudins vollständig aus dem Schichtverband herausgelöst, erscheinen sie als ovale bis rautenförmige Konkretionen, die vollständig von der Matrix umflossen sind. Die groben Sandsteinlagen in den Turbiditen sprechen für ein proximal gelegenes Liefergebiet. Die Gesamtmächtigkeit liegt bei mindestens 1500 m. Sie kann nur aus dem Profil konstruiert werden, da der obere Teil der Formation durch die Abschiebung der Zentralen Kamchatka Depression abgeschnitten ist (Abb. 4.2).

4.2.1.3 Stanislav-Formation

Die Stanislav-Formation besteht ebenfalls aus paläozänen turbiditischen Sand- und Siltsteinen, die aber im Vergleich zur Drozdov-Formation feinkörniger sind und für einen distaleren Sedimentationsraum sprechen (Zinkevich & Tsukanov, 1993). Deutliche Wechsellagerungen sind selten, oft gehen massige Sandsteinlagen in siltigere Abschnitte über. In der westlichen Kumroch Range, entlang des Kamchatka Flusses, sind die Gesteine extrem stark zerschert und ebenfalls teilweise boudiniert. Die starke Zerschering und Tektonisierung der Gesteine wird in größeren Aufschlüssen deutlich, in denen schnell wechselnde, chaotische interne Strukturen aufgeschlossen sind. Solche Strukturen sind typisch für große Scherzonen, meist Überschiebungszonen, und können als tektonische Brekzien bezeichnet werden. Die Bildung von tektonischen Brekzien ist ein erster Schritt zur Ausbildung von tektonischen Mélanges (Füchtbauer, 1988). In der östlichen Kumroch Range findet man die Sandsteine der Stanislav-Formation wieder. Hier sind sie als massige, strukturarme monotonen Sandsteinfolgen ausgebildet, die von Bewegungsflächen, Klüften und Bruchschieferung durchzogen sind (Abb. 4.6). Die Stanislav-Formation ist nach der Rekonstruktion aus dem Profil ca. 2000 m mächtig.

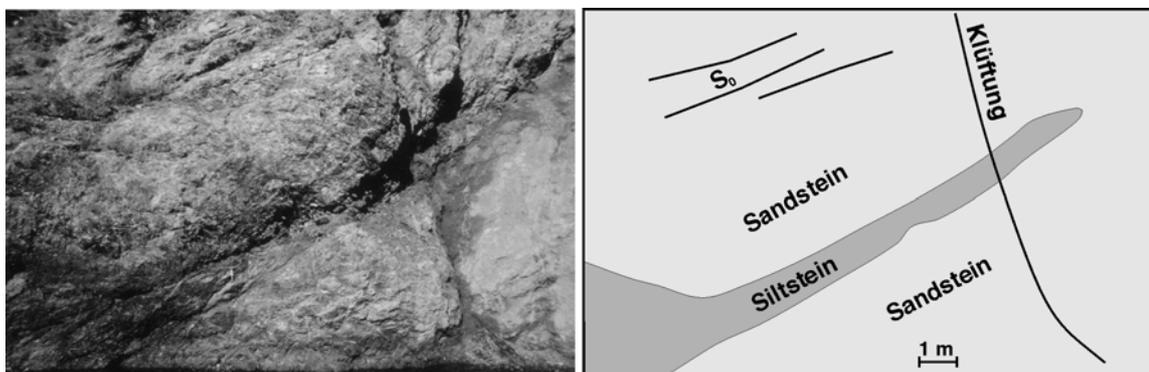


Abb. 4.6: Monotone Sandsteinfolge der Stanislav-Formation in der östlichen Kumroch Range. Anders als im Westen, sind die Sandsteine hier massig und strukturarm ausgebildet. Oft ist die Schichtung (S_0) trotzdem erkennbar.

4.2.2 VETLOV TERRAN

Das Vetlov Terran unterscheidet sich vom Ozernov-Valangin Terran sowohl durch die Lithologien als auch durch den Deformationsstil. Ganz im Osten werden beide Komplexe durch die Sedimente des Tyushev-Beckens diskordant überlagert

Die Lithologie im Vetlov Terran variiert von Norden nach Süden. Am häufigsten bestehen die Blöcke aus Abfolgen von tuffitischen Siltsteinen, feinkörnigen Sandsteinen und selten auch mafischen Tuffen und Tuffiten. Weiterhin gibt es auch Blöcke bestehend aus dünnlagigen Tuff-Pelliten und quarzitischen Siltsteinen, in die häufig Körper von tholeiitischen Basalten und Radiolariten eingearbeitet sind (Abb.4.7).

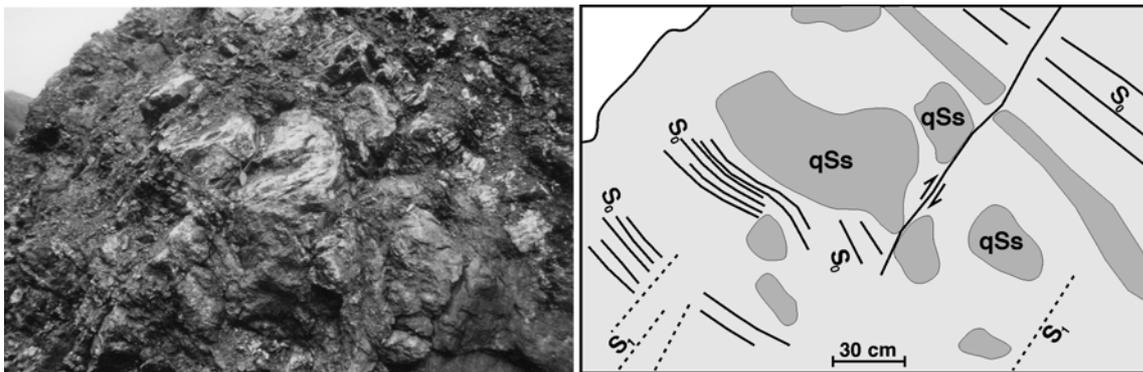


Abb. 4.7: Tektonisch Beanspruchter Block der Vetlov-Formation. Geringmächtige Wechselfolge von quarzitischem Siltstein und feinkörnigen Tuffiten mit eingearbeiteten Konkretionen aus quarzitischem Siltstein (qSs). Die Schichtung S_0 ist gut zu erkennen und eine Bruchschieferung S_1 ist parallel zu Bewegungsflächen angelegt.

Seltener sind Blöcke aus tholeiitischen Basalten und Quarziten, in denen auch quarzitisches bis kalzitische Gesteine und Mergel mit planktischen Foraminiferen vorkommen (Abb. 4.8). Das Fehlen terrigenen Materiales läßt als Sedimentationsraum nur ein weites ozeanisches Becken zu. Die Zusammensetzung deutet darauf hin, daß der Vetlov-Komplex ein Fragment der obersten ozeanische Kruste eines Randmeeres (*back-arc*) repräsentiert.

Die in den Lagen der unterschiedlichen Blöcke gefundenen Faunengesellschaften ergeben Ablagerungsalter von der Oberen Kreide (Campan-Maastricht) bis in das Untere Eozän (Tsukanov 1991).



Abb. 4.8: Tholeiitischer Basalt (B) neben grauem Chert (Ch). Der Basalt ist stark alteriert und zerschert, der Chert massig und strukturlos.

4.2.3 TYUSHEV BECKENSEDIMENTE

Das Tyushev-Becken (Abb. 4.1) stellt eine Depression dar, die sich zwischen dem Vetlov Terran im Nordwesten und dem Kronotsky-Shipunsky Terran im Südosten befindet. Sie ist verfüllt mit Sedimenten des Oberen Eozän bis Mittleren Miozän (Abb. 4.9). Es handelt sich hauptsächlich um Schüttungen des Kontinentalabhanges (*slope turbidites*), im Hangenden auch geringere Mengen von flachmarinen bis fluviatilen Delta-Sedimenten. Die nordwestliche Begrenzung zum Vetlov-Komplex bildet die Grechishkin-Störung, die mit flachen Winkeln nach Nordwesten einfällt (Shapiro 1980). Die Sedimentation entspricht einem klassischen *fore-arc* Becken.

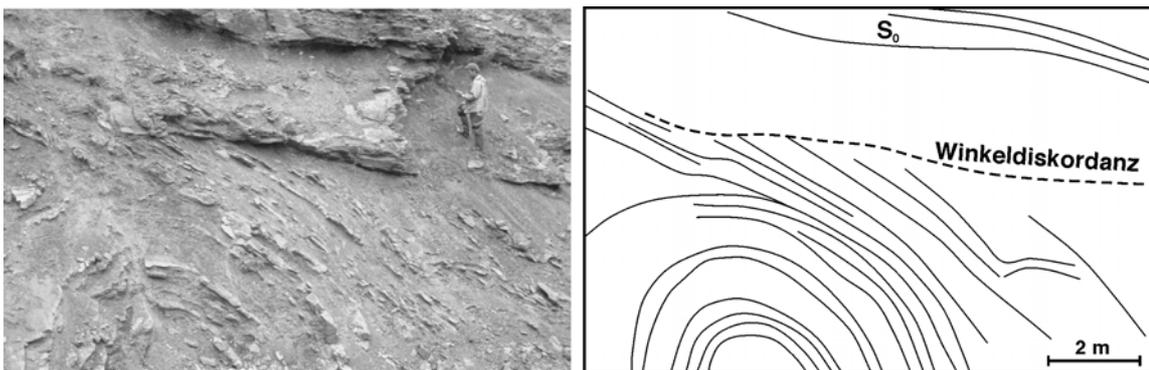


Abb. 4.9: Typisches Beispiel der unteren Tyushev-Serie. Wechselfolge von groben und feinen, schlecht gerundetem Sandstein. Häufig treten Winkeldiskordanzen auf. Bei der Falte handelt es sich nicht um tektonische Deformation, sondern um eine Rutschung im unverfestigten Sediment (*soft sediment slumping*).

4.3 Strukturgeologie

Die Kumroch Range wurde durch alle ihre Einheiten strukturgeologisch kartiert und ihr struktureller Inhalt analysiert. Bei der Auswertung der Daten ergeben sich insgesamt vier Deformationsereignisse D1 bis D4, welche die Gesteine der Kumroch Range vom Eozän bis ins Obere Miozän erfaßten (Abb. 4.10). Die Zuordnung der einzelnen Strukturen zu unterschiedlichen Deformationsereignissen erfolgte über die genaue Analyse der räumlichen und kinematischen Merkmale der Deformation im Gelände. Die zeitliche Abfolge läßt sich aus dem Ablagerungsalter der jeweils deformierten Sedimente oder aus Winkeldiskordanzen herleiten. Oft helfen auch Überschneidungen oder Nicht-Überschneidungen der strukturellen Merkmale bei der zeitlichen Einordnung weiter. Die vier Deformationsphasen D1 bis D4 und deren zeitliche Einordnung werden im folgenden diskutiert.

4.3.1 DEFORMATIONSPHASE D1, MITTLERES EOZÄN

Der Vetlov Terran repräsentiert einen Gürtel aus intensiv deformierten Gesteinen, der im E der Kumroch Range liegt (Zinkevich & Tsukanov, 1993; Zinkevich et al., 1993). Ganz im Norden auf der Karaginsky Insel wird er als exhumierter Akkretionskeil interpretiert (Kovalenko, 1990; Chekhovich et al., 1989; Bogdanov et al., 1991). Das älteste Deformationsereignis D1 ist in den Gesteinen des Ozernov-Valangin Terrans und des Vetlov Terrans überliefert.

Im Ozernov-Valangin Terran sind die Strukturen von D1 hauptsächlich Falten und Überschiebungen, die mit etwa 35° nach NE streichen. Die Falten sind meist eng und geschlossen. Die Wellenlänge reicht gewöhnlich von ca. 500 m bis 1500 m, die axiale Ausdehnung überschreitet oft 10 km. Die Faltenachsen sind sub-horizontal und fallen mit wenigen Grad nach NE oder SW ein, die Faltenachsenflächen fallen nach NW mit Winkeln zwischen 60 und 80° ein (Abb. 4.1 und 4.2). Die Schichtung in den Falten ist oft gut erhalten und Achsenflächenschieferung kaum ausgebildet. Kleinere, nach NW einfallende Auf- und Abschiebungen sowie kleinräumige Blattverschiebungen begleiten die Faltung. Eine große, nach SE gerichtete Überschiebung mit einer Amplitude von mehr als 10 km bildet die Grenze zum Vetlov Terran (s.u.). Die Oberflächenspur dieser Überschiebung ist meist parallel zu den stratigraphischen Grenzen. Dies, sowie die Tatsache, daß die Überschiebungsbahn selbst gefaltet ist belegt, daß die Überschiebung der Faltung zeitlich vorausging.

Im Vetlov Terran sind die Strukturen von D1 dominiert durch SE gerichteten Überschiebungen. Faltenbildung ist relativ selten. Die Überschiebungsflächen fallen mit Winkeln von 40 bis 60° nach NW ein. Die einzelnen Überschiebungseinheiten variieren in der Mächtigkeit zwischen 300 und 1200 m. Einige kleinräumige Überschiebungen bilden Duplexstrukturen innerhalb der größeren Körper. Sedimentgesteine in den Überschiebungseinheiten werden von Boudinage-Strukturen begleitet, die eine schichtparallele Extension von etwa 20 bis 50 % anzeigen. Die Boudins bildeten sich synchron mit der Überschiebungstektonik. Größere Überschiebungsbahnen sind durch das Auftreten von Mélangezonen gekennzeichnet, die eine Mächtigkeit von 3 bis 15 m erreichen. Die Mélangen enthalten neben Quarziten auch Bruchstücke von Basalten und Gabbros. Die Bruchstücke sind abgeflacht und mit ihrer Längsachse parallel zu den Bewegungsbahnen angeordnet. Südwestlich des Azhabazhie Sees erreicht eine Mélange bis zu 1 km Breite und stellt somit eine der Hauptversatzzonen im Vetlov Terran dar (Tsukanov 1991, Slyadnev 2000).

Die D1 Strukturen in den beiden Terranen bilden gemeinsam einen Falten- und Überschiebungsgürtel, welcher einen graduellen Übergang von der Faltenbildung im NW zu einer Überschiebungstektonik im SE aufweist. Der Grad der Dislokation und Deformation nimmt nach SE hin zu (Abb. 4.2). Die D1 Strukturen in beide Terranen zeigen dieselbe Einengungsrichtung von 115 bis 120° SE. Gleiches gilt für das Paläospannungsfeld. Die größte Hauptnormalspannung σ_1 ist im Vetlov Terran sub-horizontal, im Ozernov-Valangin Terran fällt sie leicht nach SE ein. In beiden Fällen ist σ_1 parallel zur Einengungsrichtung. σ_2 ist horizontal, die Richtung von σ_3 sub-vertikal (Abb. 4.10, D1). Diese Anordnung der Hauptnormalspannungen entspricht einer Überschiebungstektonik, wie sie die Strukturen von D1 auch im Gelände aufweisen.

Die zeitliche Einordnung der Deformationsphase D1 erfolgt durch eine gut belegte Diskordanz. In der südlichen Fortsetzung der Kumroch Range (Valangin Range) bilden undeformierte Sedimente des Mittleren Eozän eine Winkeldiskordanz mit den durch D1 deformierten paläozänen und unter-eozänen Formationen (Bakhteev et al. 1994). Die Deformationsphase D1 wird als Auswirkung der Kollision des Ozernov-Valangin Bogens mit Eurasien interpretiert (Konstantinovskaya 2000).

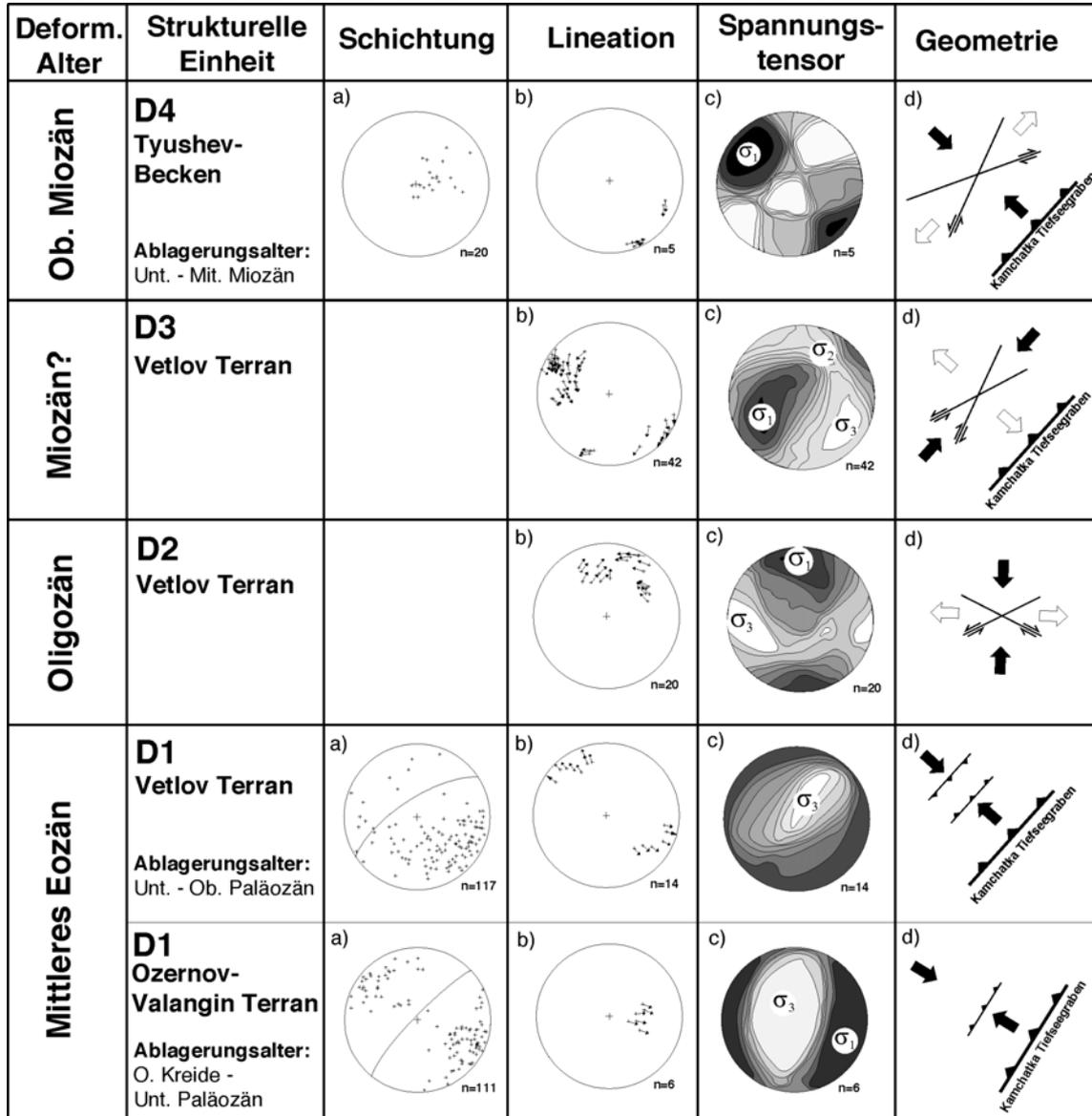


Abb. 4.10: Die zeitliche Einordnung und strukturelle Merkmale der Deformationsphasen D1 bis D4 in der Kumroch Range. Dargestellt sind jeweils a) die Pole der Schichtflächen, b) die Pole und Bewegungsrichtung der Störungsflächen, c) der Tensor des Paläospannungsfeldes sowie d) die räumliche Anordnung der Störungsflächen in einem Horizontalschnitt. Die Orientierung des Kamchatka Tiefseegrabens ist als Referenz mit angegeben.

4.3.2 DEFORMATIONSPHASE D2, OLIGOZÄN

Die Strukturen der Deformationsphase D2 sind im Vetlov Terran weitverbreitet. D2 wird dokumentiert durch NW und NE streichenden Blattverschiebungen, steil einfallenden Biegegleitfalten (*drag folds*) und kleineren E-W streichenden Überschiebungen. Diese Strukturen werden zu einem einzelnen strukturellen Komplex zusammengefaßt, da sie alle auf eine N-S gerichtete Einengung hindeuten. Die E-W streichenden Überschiebungen versetzen die NE streichenden Strukturen der Deformationsphase D1 um bis zu 100 m. Damit ist das Höchstalter von D2 bereits mit Mittlerem Eozän definiert. Im Gelände fallen die E-W streichenden Überschiebungen flach nach N und S ein. Die NE-streichenden, sinistralen Blattverschiebungen und die NW-streichenden, dextralen Blattverschiebungen bilden ein konjungiertes System. An den Blattverschiebungen treten häufig kleinere, steil einfallende, enge isoklinale Biegegleitfalten auf.

Die N-S gerichtete Kompression wird durch die Spannungsdaten deutlich bestätigt. Die an den oben beschriebenen Blattverschiebungen gemessenen Bewegungslineationen sind in Abb. 4.10, D2 dargestellt. Der assoziierte Spannungstensor (Abb. 4.10, D2) zeigt eine flach nach Norden einfallende Hauptspannungsrichtung σ_1 (0/18). σ_3 liegt horizontal. Die steil nach Süden einfallende mittlere Hauptspannungsrichtung σ_2 zeigt, daß die Deformation während D1 hauptsächlich an Blattverschiebungen stattfand.

Die Strukturen der Deformationsphase D2 überprägen Strukturen von D1 im Vetlov Terran und sind auch in ober-eozänen Vulkaniten der Karaginsky Halbinsel nordwestlich des Tyushev Beckens entwickelt (Bakhteev et al. 1997). D2 Strukturen treten nicht in Gesteinen mit mittel-oligozänem oder jüngerem Alter auf, die Deformationsphase D2 fand also im späten Eozän oder im Oligozän statt. Diese Einteilung wird weiterhin unterstützt durch die allgemeine Beobachtung, daß die Deformation in Orogenen mit großräumigen Überschiebungen beginnt, während Falten und Blattverschiebungen sich im späteren Stadium der Orogenese ausbilden (Burtman 1970, Burtman 1977).

4.3.3 DEFORMATIONSPHASE D3, MIOZÄN(?)

Strukturen der Deformationsphase D3 finden sich ausschließlich im Vetlov Terran. Es handelt sich um NE-SW streichende dextrale Blattverschiebungen und ENE-WSW streichende sinistrale Blattverschiebungen, die wiederum ein konjungiertes Blattverschiebungssystem darstellen. Der Paläospannungstensor zeigt eine mit etwa 40° nach SW einfallende größte Hauptspannungsrichtung σ_1 . σ_2 zeigt nach NW und σ_3 fällt mit 30° nach SE ein, was auf eine Extension in diese Richtung hindeutet (Abb. 4.10, D3, c). Dieser Spannungstensor ist nur in größeren Tiefen möglich, wo die Auflast der überlagernden Sedimente einen signifikanten Anteil am herrschenden Spannungsfeld hat und somit σ_1 aus der horizontalen Ebene rotiert wird. Die D3-Lineationen im Vetlov Terran entsprechen weder den Strukturen D1 oder D2, sie wurden separiert. Dadurch ging die Zuordnung zu assoziierten Strukturen im Gelände zum großen Teil verloren. Dennoch bilden D3-Lineationen ein eigenständiges Deformationsereignis, da sie zahlreich auftreten und nicht mit dem Spannungsfeld von D2 oder D3 vereinbar sind.

Der zeitliche Rahmen von D3 ist schwer zu bestimmen. Einige Blattverschiebungen überschneiden Strukturen von D2, weshalb D3 jünger sein muß als Oligozän. Eine Abgrenzung nach oben ist nicht möglich, da in den untersuchten Gebieten im Vetlov Terran keine Oligozänen oder jüngeren Gesteine auftreten. Auch an anderer Stelle sind D3-Strukturen bislang von keinem Autor beschrieben. Ein prä-oligozänes Alter für D3 ist also nicht zu wiederlegen.

4.3.4 DEFORMATIONSPHASE D4, OBERES MIOZÄN

Die Strukturen der Deformationsphase D4 im Oberen Miozän sind über weite Teile des Tyushev Beckens und der Kamchatka Cape Halbinsel (siehe Kapitel 5) dokumentiert (Shapiro et al. 1987).

Im Tyushev Becken ist die Deformationsphase D4 charakterisiert durch flache, monokline Falten, Flexuren und Auf- Ab- oder Rücküberschiebungen mit flachen Winkeln. Monokline Strukturen sind dominant. Die Schichtung fällt nach W und NW mit flachen Winkeln von 5 bis 30° ein, an Flexuren können sich die Fallwinkel auf 60° erhöhen. Wenige NE-SW streichende Falten repräsentieren sehr breite und flachwinklige Strukturen von 1 bis 3 km Breite. Störungen bilden sich hauptsächlich an der nordwestlichen Flanke des Tyushev Beckens. Die größte Störung ist die Grechishkin-Störung. Sie markiert die Grenze zwischen dem Tyushev Becken

und dem Vetlov Terran. Im Gelände ist die Grechishkin-Störung durch eine schmale Zone gescherten Gesteins zu erkennen, die Störungsfläche selbst fällt mit 34 bis 45° nach NW ein. Die Amplitude der Überschiebung erreicht aus Profilkonstruktionen mindestens 4 km, einige Autoren finden Hinweise auf einen Versatz von bis zu 15 km (Shapiro & Seliverstov 1975, Shapiro 1980).

Die Haupteinengungsrichtung von D4 ist von W und NW nach E und SE. Der Paläospannungstensor (Abb. 4.10, D4, c) zeigt ebenfalls diese Richtung an. Die Richtung der größten Hauptspannung σ_1 ist NW. Die zeitliche Einordnung erfolgt durch eine gut dokumentierte Winkeldiskordanz zwischen post-mittelmiozänen und prä-pliozänen Sedimenten (Bakhteev et al. 1997).

4.3.5 ZUSAMMENFASSUNG

Die meisten strukturellen Merkmale der frühen Phase D1 in der Kumroch Range weisen auf eine NW-SE gerichtete Einengungstektonik hin. D2 repräsentiert eine N-S gerichtete Einengungsphase, deren Ursprung unklar bleibt. Während des Oberen Eozän und des Oligozän herrscht aber sicher Einengung als Deformationsstil vor, die meist in Faltenbildung und an Überschiebungen kompensiert wird. Vermutlich im frühen Miozän wechselt das kompressive tektonische Regime in ein extensives Regime über (D3). Ein erneuter Wechsel zur Einengungstektonik findet im Oberen Miozän während D4 statt. Nun wird die Einengung aber meist an konjugierten Blattverschiebungssystemen kompensiert.

D1, D3 und D4 entsprechen in ihrer geometrischen Anordnung der Konvergenzrichtung der Pazifischen Platte gegen Kamchatka seit dem Wechsel des Bewegungsvektors an der Grenze zum Oberen Eozän (DeMets et al. 1990). Auch moderne Strukturen auf Kamchatka wie die Zentrale Kamchatka Depression (NE streichend) oder das aleutische Störungssystem (NW streichend, siehe Kapitel 5) ordnen sich sub-parallel oder sub-orthogonal zur Konvergenzrichtung an. Die Vermutung liegt nahe, daß die gebildeten Störungssysteme und Großstrukturen in diesen Fällen in direkter Beziehung zur Konvergenzrichtung der Pazifischen Platte stehen.

4.4 Spaltspurenuntersuchungen

4.4.1 SPALTSPURALTER

Die Kumroch Range wurde durch alle ihre Einheiten für Spaltspurenuntersuchungen beprobt. Ziel der Beprobung war, ein Profil entlang des Kamchatka Flusses zu gewinnen (Abb. 4.2). Die Proben wurden nach der *grain-by-grain* Methode mit einem externen Detektor analysiert (siehe Kapitel 2.4). Die Lokationen sind in Abb. 4.1 dargestellt, Tabelle 4.1 zeigt Details der Analyse. In Einheiten des Ozernov-Valangin Terrans (Drozdov- und Stanislav Formation) ist genügend Apatit zur Spaltspuranalytik vorhanden. Hier treten auch Mischalter auf. Im Vetlov Terran wurden drei Proben genommen, von denen nur eine Apatit enthielt. Sie ist extrem arm an Apatit, so daß hier nur ein Spaltspuralter mit großem Fehler vorliegt (99-SFT6).

Proben-nr. (Bestrahlung)	Formation (Höhe [m])	Anzahl der Apatite	Spurdichte im Standard [$\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$]	Dichte spontaner Spuren [$\times 10^5 \text{ cm}^{-2}$]	Dichte induzierter Spuren [$\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$]	P(χ^2) [%]	Spaltspur- alter [Ma]
97-112 (UP2-23)	Drozdov (20)	5	1,051 (2152)	1,074 (13)	0,893 (108)	7,4	15,7 \pm 5,6 *
		4		0,661 (8)	0,802 (97)	89,8	14,7 \pm 5,7 ¹
		1		0,413 (5)	0,091 (11)	100,0	88,3 \pm 47,7 ²
97-113 (UP2-24)	Drozdov (440)	14	1,051 (2125)	3,306 (40)	3,140 (380)	2,2	10,2 \pm 2,4*
		12		2,231 (27)	2,851 (345)	76,2	9,6 \pm 2,4 ¹
		2		1,074 (13)	0,289 (35)	92,3	72,1 \pm 23,5 ²
99-SFT1 (UP6-15)	Drozdov (5)	29	1,077 (2155)	5,537 (67)	3,909 (473)	99,7	29,9 \pm 3,3
99-SFT2 (UP8-22)	Drozdov (5)	32	1,157 (4465)	5,950 (72)	21,11 (2554)	67,4	3,8 \pm 0,6
99-SFT3 (UP8-23)	Stanislav (5)	9	1,165 (4560)	6,860 (83)	0,529 (664)	0,0	15,0 \pm 2,4*
		7		1,570 (19)	3,033 (367)	83,6	10,1 \pm 2,5 ¹
		2		5,289 (64)	2,454 (297)	41,3	46,3 \pm 6,6 ²
99-SFT4 (UP6-16)	Stanislav (5)	44	1,079 (2158)	8,017 (97)	23,69 (2867)	82,2	4,8 \pm 0,6
99-SFT6 (UP6-17)	Vetlov (5)	5	1,081 (2162)	0,496 (6)	0,363 (44)	95,4	24,1 \pm 11,2

Tabelle 4.1: Spaltspurenuntersuchungen in der Kumroch Range. Spurdichten im Standard und induzierte Spuren im externen Detektor (Glimmer, $g=0,5$). Spontane Spurdichten auf interner Mineralfläche. Anzahl der gezählten Spuren in Klammern. Die Fehler sind $\pm 1\sigma$. Spaltspuralter wurden berechnet mit $\zeta = 372 \pm 9$ für CN5-Dosimeterglas. * = Mischalter, ¹ = Alterskomponente 1, ² = Alterskomponente 2.

4.4.2 MISCHALTER

Von sieben Proben, die genügend Apatit für Spaltspurenuntersuchungen enthielten, lieferten drei Proben Mischalter. Dies wird durch die niedrigen $P(\chi^2)$ -Werte (Galbraith 1981) für die Proben 97-112, 97-113 und 99-SFT3 sowie die genauere Betrachtung der Einzelkornalter deutlich (Abb. 4.11). Diese Proben zeigen eine nichtlineare Abkühlungsgeschichte oder eine geringe Erwärmung an (Galbraith & Laslett 1993).

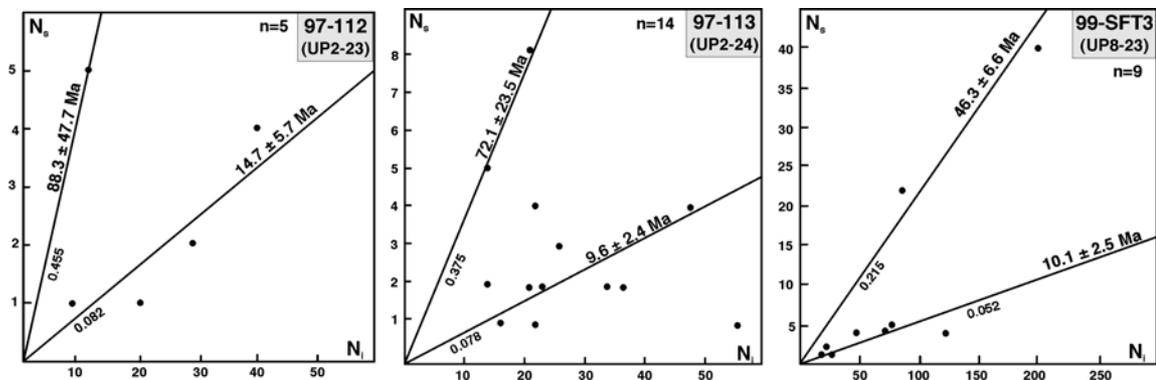


Abb. 4.11: Darstellung der Einzelkörner der Proben mit Mischaltern im N_s/N_i -Diagramm. Das Verhältnis N_s/N_i der separierten Mischaltern (die Steigung) und das zugehörige ζ -Alter ist angegeben.

Das Spaltspuralter der Probe 97-112 setzt sich aus zwei Altersdomänen zusammen, einer jüngeren mit ~ 14 Ma und einer wesentlich älteren mit ~ 88 Ma. Die Ältere beinhaltet jedoch einen großen Fehler, da sie nur durch ein einziges Kristall in der Probe belegt ist (Abb. 4.11). Probe 97-113 enthält zwölf Kristalle, die ein Spaltspurenalter von ~ 10 Ma aufweisen, zwei Kristalle zeigen etwa 72 Ma, wiederum nur mit großem Fehler. Probe 99-SFT3 verlangt ebenfalls nach einer Trennung, das Mischalter spaltet sich in Altersdomänen bei ~ 10 Ma bzw. ~ 46 Ma auf.

Mischalter können zwei Gründe haben: Einerseits kann eine Exhumierung, also eine Abkühlung stattgefunden haben, die in einem sehr niedrigen Temperaturfeld erfolgte. Dann sind nicht alle Spaltspuren in allen Kristallen ausgeheilt und einige zeigen viel höhere Alter an (Wagner & van der Haute 1992). Andererseits können die Kristalle, welche das höhere Alter zeigen, Relikte der Abkühlungsgeschichte des Liefergebietes sein (Gallagher et al. 1998). In beiden Fällen war die Probe nicht lange genug oder nicht tief genug versenkt. Ob es sich um Liefergebietsalter handelt,

kann hier nicht festgestellt werden, da alle Proben mit Mischaltern nicht in ausreichendem Menge begrenzte Spuren aufweisen und keine Längendaten vorhanden sind. Dadurch können auch keine Exhumierungsgeschwindigkeiten angegeben werden, sondern nur mittlere Exhumierungsraten. Das ist die mittlere Geschwindigkeit der Probe von der *partial annealing zone* an die Oberfläche, ohne Berücksichtigung einer eventuellen Vergrößerung oder Verringerung der Geschwindigkeit.

4.4.3 ABKÜHLUNGS- UND HEBUNGSEREIGNISSE

Die gefundenen Spaltspuralter in der Kumroch Range lassen auf vier tektonische Ereignisse schließen: (1) Die hohen Alter der drei Proben mit Mischaltern (~88 Ma für Probe 97-112, ~72 Ma für Probe 97-113 und ~46 Ma für Probe 99-SFT3) deuten auf jeden Fall auf ein prä-oligozänes Ereignis. Es handelt sich um Proben aus dem westlichen Teil der Kumroch Range (Drozdov und Stanislav Formation). Ob es sich dabei um ein Hebungsereignis der Proben selbst oder um ein Ereignis im Liefergebiet handelt, bleibt unklar. (2) Die Proben 99-SFT1 und 99-SFT6 ordnen sich innerhalb ihrer Fehler um ~29 Ma an. Dieses oligozäne Hebungsereignis ist im östlichen Teil der Kumroch Range (Vetlov Terran) dokumentiert. (3) Ein erneutes Exhumierungsereignis bei ~10 Ma, also im Mittleren Miozän ist durch die Proben mit Mischaltern (97-112, 97-113 und 99-SFT3) innerhalb der Fehler gut dokumentiert.

(4) Ein abschließendes Hebungsereignis vor etwa 4,2 Ma (Unteres Pliozän) ist durch die Proben 99-SFT2 und 99-SFT4 im zentralen Bereich der Kumroch Range belegt.

4.5 Deformationsgeschichte und Interpretation

Das erste Deformationsereignis D1 im Eozän ist durch die Spaltspurdattierungen im Ozernov-Valangin Terran und im Vetlov Terran nur schlecht belegt. Ein Deformationsereignis D2 im Oligozän (~29 Ma) erfaßt den Vetlov Terran. Es steht im Zusammenhang mit der beginnenden Schließung des Vetlov *back arc* Beckens. Die Deformation und die initiale Bildung eines Akkretionskeils beginnt in den westlich des Zentrums des Vetlov Beckens gelegenen Sedimenten des Ozernov-Valangin Terrans und ist durch den Spannungstensor und die Überschiebungen (Abb. 4.10) belegt und zeitlich konsistent mit der Ausbildung eines magmatischen Bogens (westlicher vulkanischer Bogen). Die fortdauernde frontale Akkretion, nun auch von Sedimenten des Vetlov Terrans, führt zum weiteren Aufbau des Keiles, der ab dem

Mittleren Miozän Rücküberschiebungen aufweist (Freitag et al., 1999a). Die Störungsflächen sowie der Spannungstensor von D3 (Abb. 4.10) zeigen dies deutlich. Als Grund für die Ausbildung von Rücküberschiebungen liegt ein erhöhter Volumenzuwachs des Keiles nahe. Wie später gezeigt werden wird (Kapitel 5 und 6), korreliert dieses Deformationsereignis bei ~10 Ma zeitlich tatsächlich mit der Kollision des Kronotsky-Shipunsky Terrans mit Kamchatka. Das jüngste in der Kumroch Range dokumentierte Deformationsereignis D4 ist in den mittelmiozänen Sandsteinen der Tyushev Beckensedimente dokumentiert. Die Deformation muß jünger sein als das Ablagerungsalter der Sedimente. Die Spaltspurenuntersuchungen zeigen ein Hebungereignis im Unteren Pliozän (~4,2 Ma). Dieses Ereignis hat nur eine gemäßigte Deformation der Tyushev Sedimente in diesem Bereich zur Folge. Nach dem Spannungstensor handelt es sich um eine Einengung aus SE, die an NNE und ENE streichenden Blattverschiebungen kompensiert wird.

Kapitel 5

Die Kamchatka Cape Halbinsel

5.1 Einleitung

Das Kamchatka Subduktionssystem und das Aleuten Transformsystem treffen nahezu rechtwinklig vor der Kamchatka Cape Halbinsel aufeinander. Die Pazifische Platte wird im Süden der Kamchatka Cape Halbinsel rezent mit einer Geschwindigkeit von etwa 79 mm/a subduziert (DeMets et al. 1990). Nördlich des Aleutenbogens gibt es keine rezent aktive Subduktion. Wegen der gekrümmten Form des Aleutenbogens ist die Subduktion der Pazifischen Platte unter den Aleutenbogen im Osten ebenfalls orthogonal. Im zentralen Aleutenbogen herrscht dextrale, schiefe Konvergenz vor. Im westlichen Segment (dem Komandorsky Segment) kommt es zur Ausbildung eines konservativen Plattenrandes mit reiner dextraler Blattverschiebung. Der Versatz und die absolute Geschwindigkeit entlang des Aleutenbogens nehmen von Osten nach Westen zu (Lallemant & Oldow 2000).

Typischerweise sind die neogenen und rezenten Strukturen im Komandorsky Segment des Bogens und somit auch auf der Kamchatka Cape Halbinsel durch aktive Blattverschiebungen mit dextralem Versatz charakterisiert (Gaedicke et al. 2000, Geist & Scholl 1994, Baranov et al. 1991, Seliverstov 1983, Cormier 1975). Das nach Nordwest streichende Störungssystem des Komandorsky Segments ist etwa 150 km breit und erstreckt sich vom Aleutengraben im Süden bis zur Bering-Bruchzone im Norden der Beringinseln (Abb. 5.1). Dieses Segment der Plattengrenze heißt Komandorsky Scherzone (KSZ). Oft wurde vermutet, daß sich einige submarine Blattverschiebungen an Land fortsetzen. Strukturelle Beweise einer rezenten Deformation wurden von Gaedicke et al. (2000) präsentiert.

Hier werden geomorphologische Beobachtungen, Aufschlußuntersuchungen und Analysen von Spaltspurenthermochronologie in Apatiten aufgezeigt, welche belegen, daß sich die Pikezh-Störung auf der Kamchatka Cape Halbinsel fortsetzt und aktiv ist. Die Untersuchungen demonstrieren, wie der Versatz zwischen der Nordamerikanischen und der Pazifischen Platte an den großen Blattverschiebungssystemen (Alpha-, Bering, Pikezh- und Steller Bruchzonen)

innerhalb der Komandorsky Scherzone partitioniert ist. Dieser Prozeß hat signifikante Auswirkungen auf die Kollision und Akkretion von Inselbogenfragmenten gegen Kamchatka. Die vorgestellten Ergebnisse zeigen, daß die durch die Blattverschiebungstektonik verursachte Deformation an Land nach Süden jünger wird und somit die „aktivste“ Störung, also der eigentliche Plattenrand, südlich des Aleutenbogens liegt. Weiter wird gezeigt, daß die Konvergenz innerhalb der Oberplatte von Kamchatka von Norden nach Süden zunimmt.

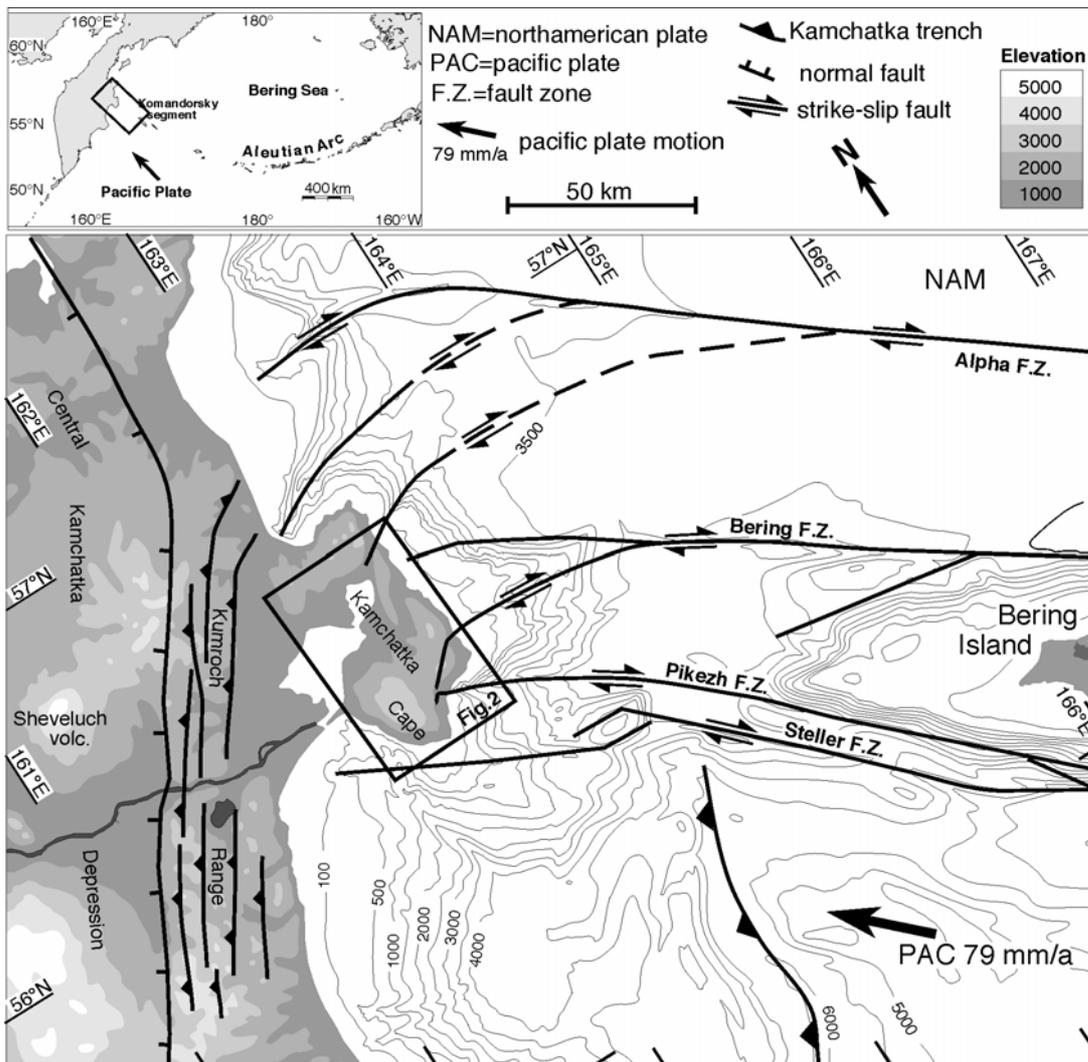


Abb. 5.1: Hauptstrukturen und Störungsmuster im Aleuten-Kamchatka Kreuzungsbereich (nach Gaedicke et al. 2000). Die PAC wird orthogonal unter Kamchatka subduziert. Die Plattengrenze zwischen der PAC und dem Beringmeer ist ein kompliziertes System aus mindestens vier dextralen Blattverschiebungen und wird als Komandorsky Scherzone (KSZ) bezeichnet. Zweige der submarinen Hauptstörungen setzen sich auf der Kamchatka Cape Halbinsel fort. Das Rechteck markiert die Lage und Position von Abb. 5.2.

5.2 Geologie der Kamchatka Cape Halbinsel

5.2.1 LITHOLOGIE

Die Kamchatka Cape Halbinsel ist aus Gesteinen aufgebaut, die im Alter von der Unteren Kreide bis zum Pliozän variieren (Fedorchuk 1989a, Tsukanov 1991). Mehrere Phasen tektonischer Aktivität formten ein kompliziertes strukturelles Muster. Vier Haupteinheiten können auf der Kamchatka Cape Halbinsel unterschieden werden (Abb. 5.2):

- (1) Der südwestliche Teil der Insel besteht aus einem Ophiolitkomplex der Unteren Kreide. Seine Zusammensetzung reicht von Laven, Tuffen und entsprechenden terrigenen Sedimenten über mafische bis ultramafische Gesteine mit Krusten- oder Mantelcharakter bis hin zu subduktionsbezogenen Serpentin-Mélangen (Abb. 5.3; Tsukanov 1991; Fedorchuk 1989a, Peyve & Kazimirov 1986, Zinkevich et al. 1985). Seltene Blauschiefer-Aufschlüsse dokumentieren ein nicht datiertes, ebenfalls subduktionsbezogenes Hochdruck- und Exhumierungsereignis.
- (2) Der südöstliche Teil baut sich ausschließlich aus terrigenen Sedimenten der Africa Formation auf; ihr Ablagerungsalter reicht von der Oberen Kreide bis ins Paläozän (Zinkevich et al. 1993). Die unteren Lagen bestehen aus Tuffiten mit bänderartig eingeschalteten Lagen aus Silt- und Sandsteinen. Die obersten Lagen bestehen aus proximalen Turbiditen, die auch Lagen aus mittel- bis grobkörnigem Quarz-Feldspat-Sandstein enthalten. Der für einen Inselbogen hohe Anteil an felsischen Mineralen ist vorteilhaft für die Anreicherung von Apatit. Der Ursprung der Sedimente, die ein eher kontinentales Liefergebiet anzeigen, ist unklar. Khotin (1976) und Shapiro (1975) spekulieren über ein intraozeanisches Hoch, welches erodiert werden konnte. Der westliche Teil dieser Lage wird durch die NW-streichende Pikezh Störung geteilt (Khotin 1976; Zinkevich et al. 1985).
- (3) Eine sedimentäre Serie aus siliziklastischen Tuffiten der Oberen Kreide bis Unteres Oligozän ist im nördlichen Teil der Insel aufgeschlossen.
- (4) Grobkörnige, semi-konsolidierte flachmarine Sedimente der Olchov-Formation (Oberes Pliozän bis Unterquartär) bedecken weite Teile der Halbinsel. Die Sedimente überlagern alle anderen Einheiten diskordant.

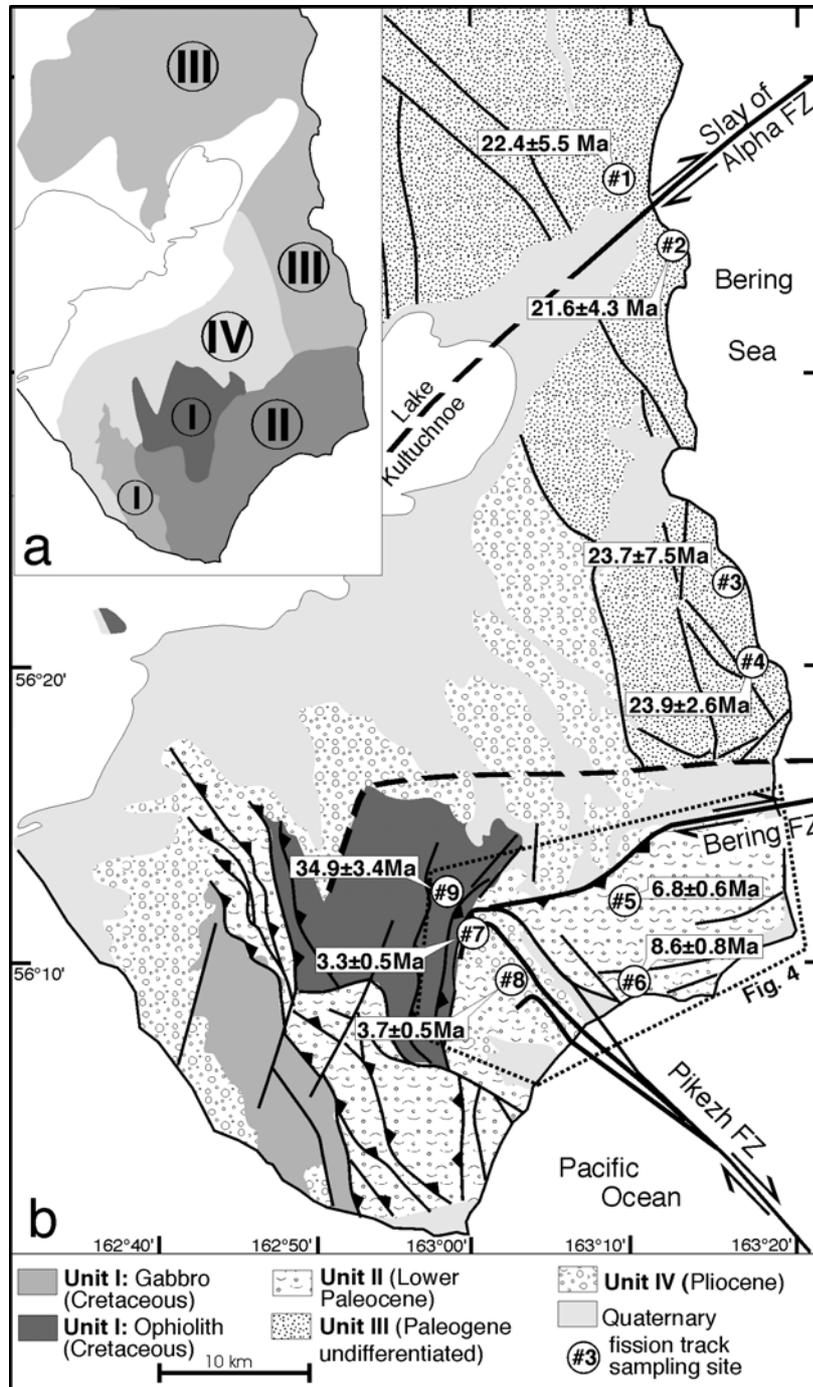


Abb. 5.2: Vereinfachte geologische Karte der Kamchatka Cape Halbinsel mit den strukturellen Hauptmerkmalen (eigene Kartierung auf Grundlage von Zinkevich & Tsukanov, 1993). Die Zahlen in Kreisen zeigen die Lokationen der Spaltspuren-Proben, die Zahlen in den Rechtecken sind die Apatit-Spaltspurenalter der Sedimentgesteine. Beachte Lokation und Orientierung von Abb. 5.4.

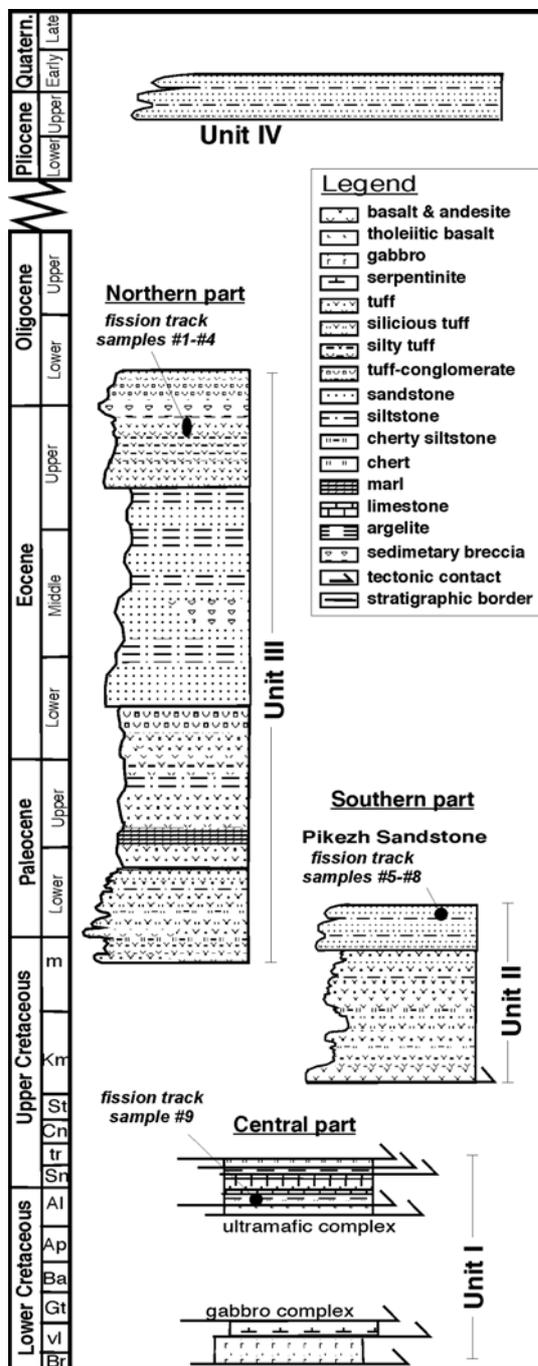


Abb. 5.3: Wichtigste stratigraphische Einheiten auf der Kamchatka Cape Halbinsel. Die Gesteine der Kreide bauen den zentralen und südwestlichen Teil der Halbinsel auf, während die paläogenen Sequenzen vorwiegend im Norden zu finden sind. Die stratigraphische Position der gewonnenen Proben zur Spaltspurenanalyse und die Probennummern sind durch Pfeile gekennzeichnet (eigene Beobachtungen modifiziert nach Fedorchuk, 1989 und Zinkevich, 1993).

5.2.2 STRUKTURINVENTAR

Die Strukturen auf der Kamchatka Cape Halbinsel werden durch die Störungssysteme der KSZ kontrolliert. Drei große Bruchzonen der KSZ oder ihrer Zweige schneiden in die Halbinsel ein. Um Versatz- oder Hebungsbeiträge zu bestimmen, fokussieren die Untersuchungen auf die nähere Umgebung der Störungen. Die Nördlichste ist eine Fortsetzung der Alpha-Bruchzone, deren Spur unter den quartären Sedimenten im Kultuchnoe See abtaucht. Die Lokationen 1 und 2 der Spaltspurenproben befinden sich genau nördlich und südlich dieser Störung an der Küstenlinie (Abb. 5.2). Ein weiterer Zweig der Bering-Bruchzone teilt die Kamchatka Cape Halbinsel in einen nördlichen und einen südlichen Teil. Die zusätzlichen Proben 3 und 4 wurden zwischen der Alpha- und der Bering-Bruchzone gewonnen. Die südlichste Störung ist die Pikezh-Bruchzone. Sie ist submarin als Canyon ausgebildet und setzt sich an Land in der Pikezh Deformationszone fort (Gaedicke et al. 2000). Die Bering- und die Pikezh-Bruchzone begrenzen den Cape Africa Block.

5.3 Morphologie und rezente Deformation

5.3.1 LUFTBILDANALYSE UND MORPHOLOGIE

An der Südostküste der Kamchatka Cape Halbinsel ist die Pikezh Deformationszone etwa 4 km breit. In dieser Zone zeigen hochauflösende Luftbilder klar erkennbar zwei Bruchzonen (Abb. 5.4a & b). Eine dritte Bruchzone kann südwestlich der Mündung des Perevalna Flusses vermutet werden. Ein tiefer morphologischer Graben, der das Entwässerungssystem zum Perevalna Fluß abschneidet, markiert die Pikezh-Störung. Die horizontale Bewegung an dieser Störung versetzt kleinere Flußläufe in einem dextralen Sinn (Abb. 5.5a). Örtlich ist der Graben bis zu 50 m tief und sehr übersteilt. Die Oberflächenspur der Störung ist geradlinig und wird nicht von der ansteigenden Topographie beeinflusst, die von 0 bis 350 m ansteigt. Dies belegt das nahezu senkrechte Einfallen der Störungsfläche. Etwa 10 km nordwestlich der Küstenlinie biegt die Pikezh Störung um 90° nach links um und bildet in ihrem weiteren Verlauf eine Nordost streichende Überschiebung. Eine zweite Überschiebung, die von der Bering-FZ kontrolliert wird, setzt sich genau an dem Umbiegpunkt der Pikezh Störung fort und streicht ENE. Der Cape Africa Block wird also von der Pikezh Störung im Süden und der Bering-FZ im Norden begrenzt.

In dem Gebiet des Oberlaufes des Perevalna Flusses verändert sich das Streichen der Pikezh Störung von NW nach SE. Dieser Teil der Störung ist an der Oberfläche als ein bis zu 50 m breites „closed valley“ zu erkennen (Abb. 5.5b, Gaedicke et al. 1999). Es liegt etwa 300 m ü.d.M. Die Längsachse des Tales ist senkrecht zum Bergabhang. Dieses Tal verschiebt das Abflußsystem des Berges bis zu 700 m nach Süden. Bäche, die den Berghang hinunterfließen, werden von der Überschiebung abgeschnitten und bilden kleinere Seen. Die Abflüsse dieser Seen laufen nun parallel zu der Überschiebungsbahn, bis sie einen neuen Abfluß durch den Hangendblock der Störung erodieren können. Kleinere Bäche, die ursprünglich den Hang hinunterliefen, haben in ihren unteren Fortsetzungen (hinter der Überschiebung) trockene Täler, die noch mit alluvialen Sedimenten gefüllt sind. Es handelt sich um klassische Hängetäler. Dieser untere Teil wurde durch die Überschiebung schneller angehoben als der Strom selbst sie erodieren konnte. Der sichtbare vertikale Versatz des Hangendblocks beträgt 12 m (Abb. 5.5b).

5.3.2 GELÄNDEBEFUND

Der Oberlauf des Perevalna Fluß schneidet sich durch bis zu 50 m mächtige alluviale Terrassen eiszeitlichen Ursprungs. Gewöhnlicherweise sind die groben und ungerundeten Gerölle und Sande schlecht sortiert und zeigen keinerlei Schichtung. Einige Schichtflächen konnten dennoch gefunden werden. Diese Schichtflächen zeigen einen kleinen Versatz als Rücküberschiebung und irreguläre Faltung, die mit diesen Störungen einhergeht. Die Störungsflächen streichen etwa 50° bis 80° NW und fallen mit etwa 80° bis 85° nach SE ein. Der Versatz an einzelnen Störungen kann bis zu 40 cm betragen. Die Deformation in den alluvialen Sedimenten ist holozänen Alters. Eine Bestimmung der Hauptspannungsrichtung σ_1 ist aus den Daten nicht möglich.

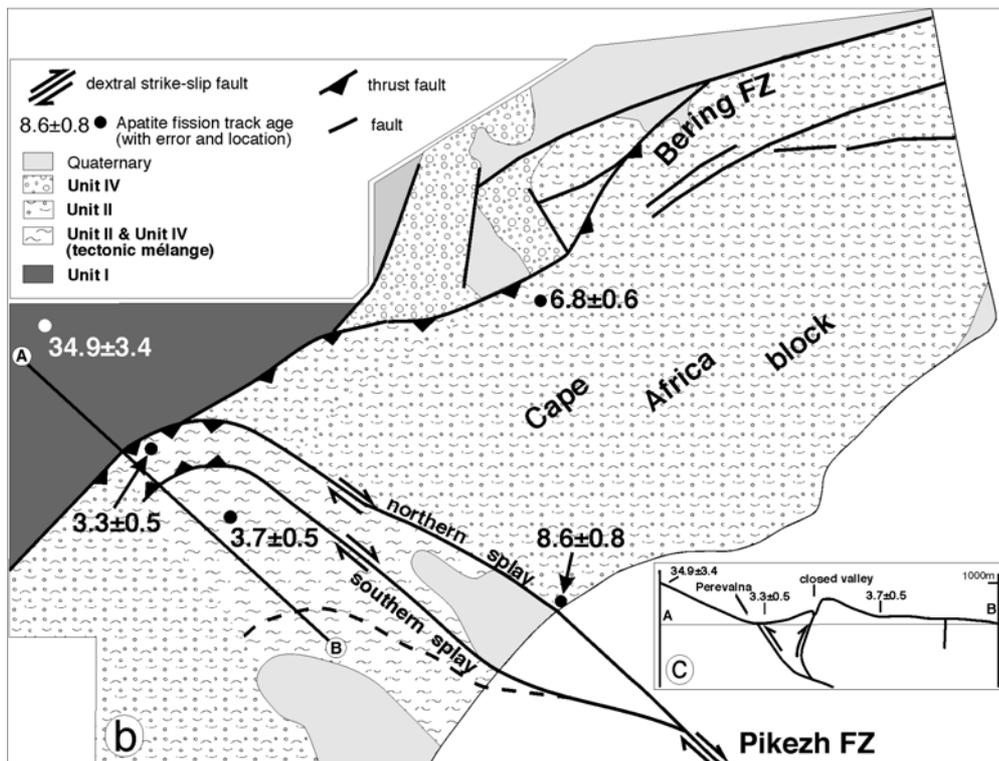
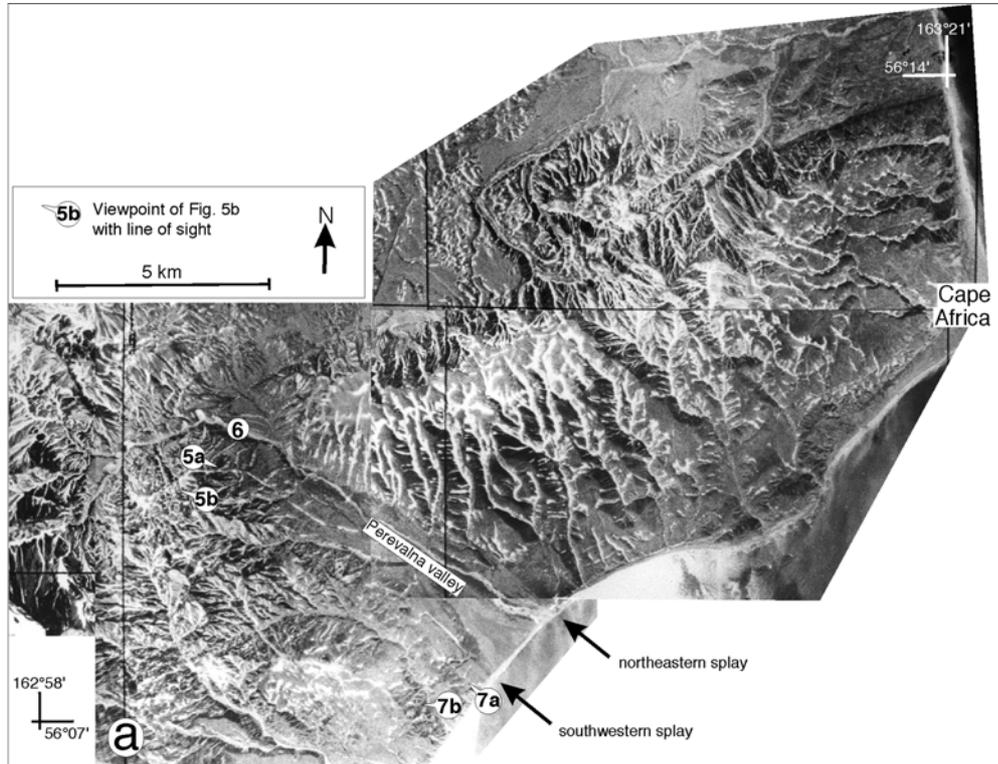
In der Pikezh Zone selber ist die Hauptscherzone in Aufschlüssen mit Gesteinen der Unteren bis Oberen Kreide zu belegen (sowohl in Sedimenten als auch in magmatischen Gesteinen der Einheit II, Abb. 5.3). Die Gesteinssubstanz ist von tektonischen Prozessen massiv beansprucht. Der Schichtverband ist unterbrochen und zerlegt in Blöcke, die in der Größe variieren. Sie sind stark geschert und in NE-SW-Richtung gelängt, subparallel zu dem Trend der Pikezh Störung. Die Matrix zwischen den Blöcken besteht aus stark verwittertem Silt, Mergel, tuffitischen Silten und alteriertem, grünlich-grauen Serpentin. Die Kontakte zwischen den rigiden Blöcken und der Matrix sind scharf mit glänzenden Oberflächen, auf denen einige Bewegungslineationen zu

finden sind. Die Messungen der Lineationen zeigen eine rechtslaterale Blattverschiebung mit kleineren auf- und abschiebenden Komponenten an. Der strukturelle Trend in der Pikezh Zone ist nach diesen Daten etwa 140° SE (Abb. 5.6c).

Einen größeren Block von schlecht lithifizierten pliozänen Sedimenten zeigt die Abbildung 5.6b. Er wurde in die Deformationszone an zwei flach nach NW einfallenden Überschiebungen eingearbeitet. Ihr Streichen steht senkrecht zur Einengungsrichtung. Der Block ist etwa 12 m mächtig. Scherung kommt also an sub-horizontalen sowie sub-vertikalen Bewegungsflächen vor. Die Gesteine in der Pikezh Deformationszone bestehen aus einer Mischung von Gesteinsfragmenten. Die Fragmente variieren im Alter vom Unteren Paläozän bis ins Obere Pliozän und in der Größe von einigen Zentimetern bis einige Dekametern.

Gegenüberliegende Seite:

Abb. 5.4: (a) Luftbildaufnahme der landwärtigen Fortsetzung der Pikezh Störung. Die drei formgleich gebogenen Blattverschiebungen des Pikezh Störungssystems mit ihrer terminierenden Überschiebung sind deutlich sichtbar. Die nordost-streichende Struktur ist mit einem Zweig der Bering Bruchzone verbunden. Beide Systeme trennen den Cape Africa Block vom Rest der Halbinsel. (b) Geologische Karte und Interpretation der Strukturen des Gebietes. Die gefundenen Spaltspuralter sind angegeben. (c) Schematisches Profil durch das Perevalna Tal und die Pikezh Störung.



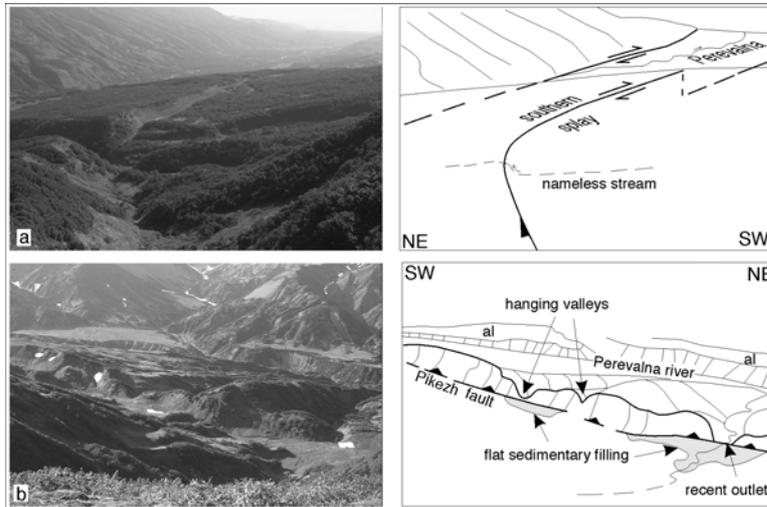


Abb. 5.5 (a): Blick nach Osten über die dextrale Pikezh Blattverschiebung. Die Störung erscheint als ein übersteiltes, V-förmiges Tal, welches die Täler kleinerer Bäche anschneidet und dextral versetzt.

Abb. 5.5 (b): Blick vom Liegenden auf die Überschiebung (closed valley). Der Versatz der Störung hat die Abflüsse mehrerer kleiner Bäche geschlossen. Die angelieferten Gerölle werden direkt vor dem Hang abgelagert und bilden dort sehr ebene Flächen. Die Pfeile markieren die früheren, heute angehobenen und trockenen Flußläufe. al = alluviale Ablagerungen.

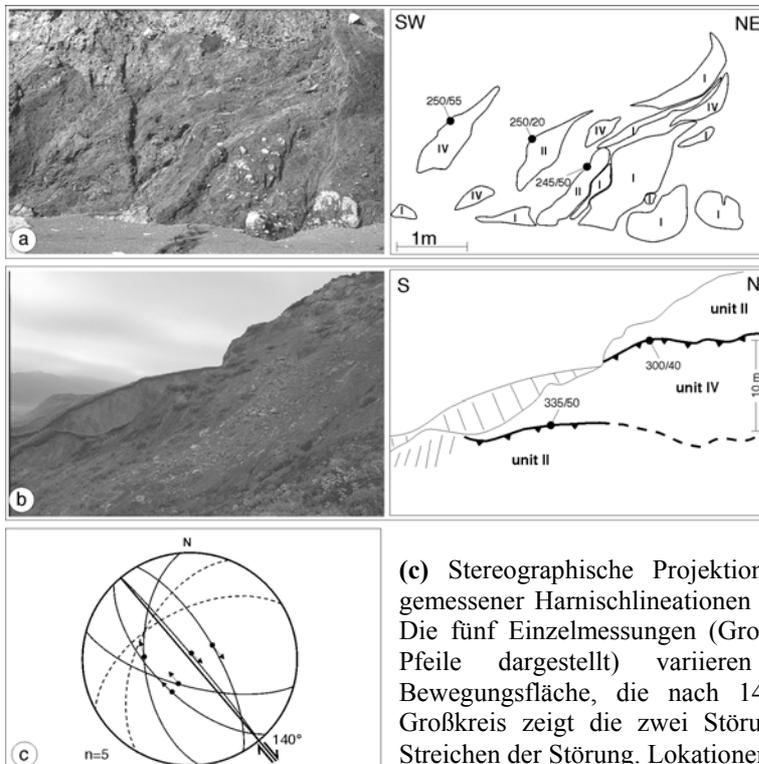


Abb. 5.6: (a) Typischer Küsten-aufschluß in der Pikezh Zone. Tektonische Melange aus Linsen von Diabas, Gabbro, Pikezh Sandstein und pliozänen bis quartären, groben Sandsteinen der Olkhov Formation. Die Matrix besteht aus weichem, grünlichen quarzitischem Mergel. Römische Zahlen entsprechen den Einheiten in Abb. 5.3. **(b)** Größerer Block aus pliozänen Gesteinen, der in unterpaläozäne Sedimente entlang zweier nach Norden einfallenden Störungen inkorporiert wurde.

(c) Stereographische Projektion (untere Halbkugel, flächentreu) gemessener Harnischlineationen in Küstenbereich der Pikezh Zone. Die fünf Einzelmessungen (Großkreise; Bewegungsrichtung durch Pfeile dargestellt) variieren um eine mittlere dextrale Bewegungsfläche, die nach 140° SE streicht. Der gestrichelte Großkreis zeigt die zwei Störungen aus 5.6 (b), senkrecht zum Streichen der Störung. Lokationen siehe Abb. 5.4.

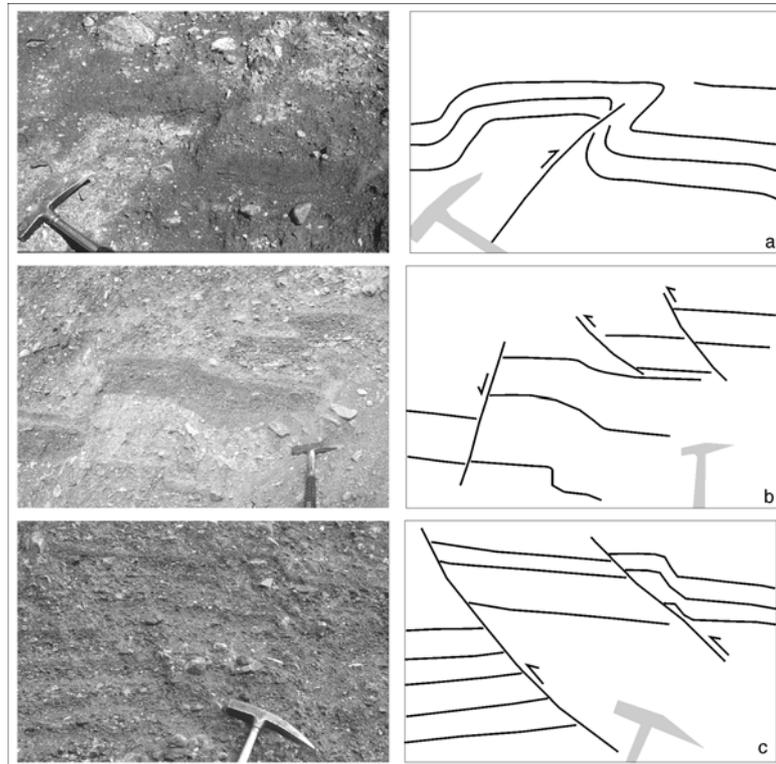


Abb. 5.7 (a-c): Störungen mit kleineren Versatzbeträgen in alluvialen Sedimenten im oberen Abschnitt des Perevalna Fluß. Die Störungen zeigen meist ein kompressives Muster (Abb. 5.4 für Lokationen).

5.4 Spaltspurenthermochronologie und Exhumierung

5.4.1 PROBENNAHME UND ANALYSE

Insgesamt wurden 14 Proben für Spaltspurenuntersuchungen auf der Kamchatka Cape Halbinsel gesammelt (siehe Abb. 5.2, 5.3 & 5.4b). Sie stammen von andesitischen Sedimenten aus unterschiedlichen stratigraphischen Einheiten (Abb. 5.3). Jede hatte ein Gewicht von etwa 25 kg. Die maximale Ausbeute war 3 Körner Apatit pro Kilogramm. Nur 65 % der gewonnenen Proben beinhaltete eine ausreichende Anzahl von Apatiten zur Spaltspurenuntersuchung (Proben #1 bis #9). Die maximale Anzahl von Apatitkörnern war 60 pro Probe. Tabelle 5.1 zeigt die gefundenen Spaltspuralter sowie Details der Analyse. Ein χ^2 -Test (Galbraith, 1981) wurde durchgeführt. Da alle Proben den χ^2 -Test bestanden haben und die Spaltspuralter signifikant jünger sind als die Sedimentationsalter, kann davon ausgegangen werden, daß alle Proben

ausreichend lange Zeit in oder unterhalb der *partial annealing zone* verblieben sind und alle alten Spuren ausgelöscht sind. Wegen der geringen Anzahl von Apatitkörnern und der generellen Seltenheit von spontanen Spuren (geringer Urangehalt) konnten Spaltspurenlängen nur für die Proben #6 und #9 in statistisch ausreichendem Maße ermittelt werden (Abb. 5.8). Aus diesem Grunde werden für alle anderen hier besprochenen Proben nur mittlere Exhumierungsraten angegeben. Diese mittleren Exhumierungsraten beschreiben die mittlere Rate vertikaler Bewegung von der 110 °C-Isotherme an die Oberfläche. Beschleunigung oder Verlangsamung dieses Prozesses werden nicht berücksichtigt.

Ort	Proben-nr. (Bestrahlung)	Formation (Höhe [m])	Anzahl der Apatite	Spurdichte im Standard [x 10 ⁶ cm ⁻²]	Dichte spontaner Spuren [x 10 ⁵ cm ⁻²]	Dichte induzierter Spuren [x 10 ⁶ cm ⁻²]	P(χ^2) [%]	Spaltspur- alter [Ma]
#1	K98-6 (UP4-16)	Stolbov (515)	13	1.044 (2349)	2,314 (28)	1,372 (166)	82.5	22.4 ± 5.5
#2	K98-5 (UP4-15)	Stolbov (5)	22	1.044 (2349)	5,703 (69)	5,281 (639)	99.6	21.6 ± 4.3
#3	97-308a (UP2-27)	Stolbov (5)	12	1.052 (2155)	1,157 (14)	0,769 (93)	92.9	23.7 ± 7.5
#4	97-109 (UP2-22)	Stolbov (630)	29	1.051 (2155)	8,926 (108)	6,620 (801)	90.1	23.9 ± 2.6
#5	K98-21 (UP4-21)	Africa (750)	30	1.045 (2349)	13,39 (162)	35,95 (4350)	99.9	6.8 ± 0.6
#6	97-205 (UP2-25)	Africa (5)	30	1.051 (2155)	10,91 (135)	22,45 (2716)	97.9	8.6 ± 0.8
#7	K98-20 (UP4-20)	Pikezh (140)	24	1.045 (2349)	4,050 (49)	18,43 (2230)	80.2	3.3 ± 0.5
#8	K98-23 (UP4-23)	Pikezh (590)	23	1.046 (2349)	5,537 (67)	24,71 (2990)	99.5	3.7 ± 0.5
#9	K98-24a (UP4-24)	Ophiolit (330)	29	1.046 (2349)	50,66 (613)	27,99 (3387)	97.9	34.9 ± 3.4

Tabelle 5.1: Ergebnisse der Spaltspurenuntersuchungen in Apatiten: Kamchatka Cape Halbinsel. Spurdichten im Standard und induzierte Spuren im externen Detektor (Glimmer, $g=0,5$). Spontane Spurdichten auf interner Mineralfläche. Anzahl der gezählten Spuren in Klammern. Die Fehler sind $\pm 1\sigma$. Spaltspuralter wurden berechnet mit $\zeta = 372 \pm 9$ für CN5-Dosimeterglas.

5.4.2 SPALTSPURALTER, SPURLÄNGENDATEN UND EXHUMIERUNG

Die ermittelten Spaltspuralter können in vier Gruppen zusammengefaßt werden. Die Proben #1 bis #4 der Einheit III ordnen sich um 22 ± 4 Ma an (Abb. 5.2, Tab. 5.1). Nördlich und südlich der Alpha-Störung (Proben #1 und #2) wurden keine unterschiedlichen Spaltspuralter gefunden. Der tektonische Block, der aus Gesteinen der Einheit III besteht, scheint einheitlich exhumiert zu sein mit einer mittleren Rate von $0,2 \pm 0,1$ mm/a.

Probe #5 wurde von der Einheit II genommen und zeigt ein Spaltspuralter von 6.8 ± 0.6 Ma sowie eine mittlere Exhumierungsrate von 0.58 ± 0.06 mm/a. Probe #6 wurde ebenfalls aus dem Africa Block (Einheit II) genommen, allerdings etwa 6 km südöstlich von Probe #5, in Küstenaufschlüssen. Das Spaltspurenalter der Probe #6 ist 8.6 ± 0.8 Ma und exhumierte mit einer mittleren Rate von 0.46 ± 0.03 mm/a. Der modellierte Zeit-Temperaturpfad (Abb. 5.8) der Probe belegt, daß die Exhumierung in zwei Phasen stattfand: Von ~ 9 Ma bis ~ 7 Ma begann die Exhumierung des Africa Block. Von ~ 7 Ma bis ~ 4 Ma fand keine Exhumierung statt, bis die Probe in den letzten 3 Ma sehr schnell an die Oberfläche kam.

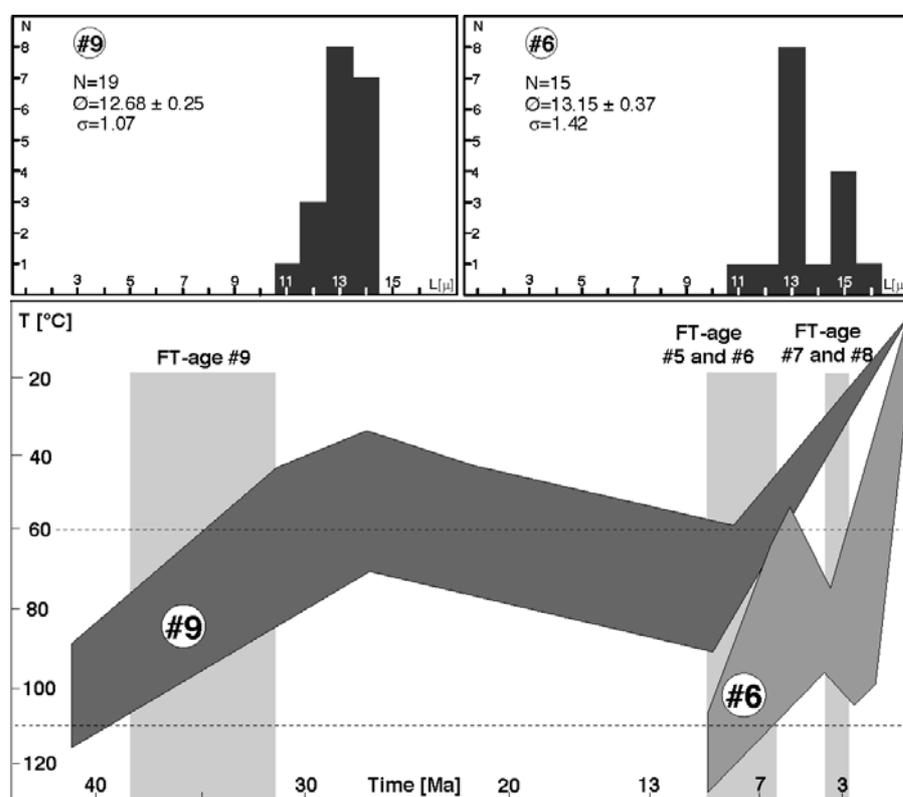


Abb. 5.8: Spaltspuren-Längendaten und modellierter tT-Pfad der Proben #6 und #9. Mindestens drei Phasen von erhöhter tektonischer Hebung können unterschieden werden. Die hellgrauen Intervalle zeigen das Spaltspurenalter der Proben #9, #5 und #6 sowie #7 und #8 mit ihren Fehlern. Modelliert wurde mit der Software AFTSolve[®] von Donelick & Ketcham 2000 [Quelle5.1] Das Programm benutzt einen „genetischen Algorithmus“ (Gallagher et al. 1991, Gallagher & Sambridge 1994). Der Modellierung liegt das *Durango Annealing Model* von Laslett et al. 1987 zugrunde.

Probe #9 wurde aus groben Sandsteinlagen in Wechsellagerung mit Ultramafiten nordwestlich der Pikezh Deformationszone genommen (Einheit I). Das Spaltspuralter der Probe #9 ist 34.9 ± 3.4 Ma (mittlere Exhumierungsrate 0.11 ± 0.03 mm/a). Die Modellierung der Exhumierungsgeschichte zeigt, daß die Probe von ~40 Ma bis ~28 Ma langsam auf 60°C abkühlte. Ab ~28 Ma war ihre Lage im Temperaturfeld stabil, bevor sie bei ~9 Ma in einem zweiten Ereignis an die Oberfläche exhumierte. Diese zweite Exhumierungsphase stimmt mit der ersten Exhumierungsphase im Africa Block (Probe #6) zeitlich überein (vgl. Abb. 5.8).

5.5 Zusammenfassung

Nach den Ergebnissen der Spaltspuren-Thermochronologie werden die höchsten mittleren Exhumierungsraten in der Pikezh Deformationszone gefunden (Abb. 5.9). Dieses Gebiet zeigt außerdem eine starke rezente Deformation von alluvialen Sedimenten, Ausbildung von Mélanges in pliozänen bis quartären Sedimenten und tektonisch induzierte Veränderungen der Topographie. Die Exhumierungsrate ist abhängig von der Verkürzung und der Spannungsbelastung in der Oberplatte. Größere Verkürzung führt zu höherer Exhumierung. Die Pikezh Deformationszone wird durch dextrale Blattverschiebungen von langsamer exhumerenden tektonischen Blöcken getrennt. Es handelt sich zum einen um den nördlich gelegene Africa Block mit immer noch hohen Exhumierungsraten, zum anderen um den westlich gelegenen Ultramafitkomplex mit den niedrigsten gemessenen Exhumierungsraten (Abb. 5.9). Die im Vergleich zu Probe #6 leicht erhöhte Exhumierungsrate von Probe #5 (beide aus dem selben tektonischen Block) ist ein Ergebnis des steileren Partikelpfades im Zusammenhang mit einer schnelleren Exhumierung in Nähe der Bering Störung (Freitag et al., 1999b). Dies ist ein Anzeichen für eine signifikant kompressive Komponente in der Oberplatte als grundlegende Kraft für tektonische Hebung entlang dieses Abschnittes der Störung. Diese dextral-kompressive Verkürzung entlang der Bering-Störung wird durch die Untersuchungen der Herdflächenlösungen von Erdbeben bestätigt (Geist & Scholl, 1994).

Die mittleren Exhumierungsraten der Proben #6 und #9 spiegeln nicht direkt den Zeit-Temperaturpfad wider, dienen aber als Nachweis für mehrere Phasen tektonischer Aktivität und Exhumierung, unterbrochen von Phasen tektonischer Ruhe.

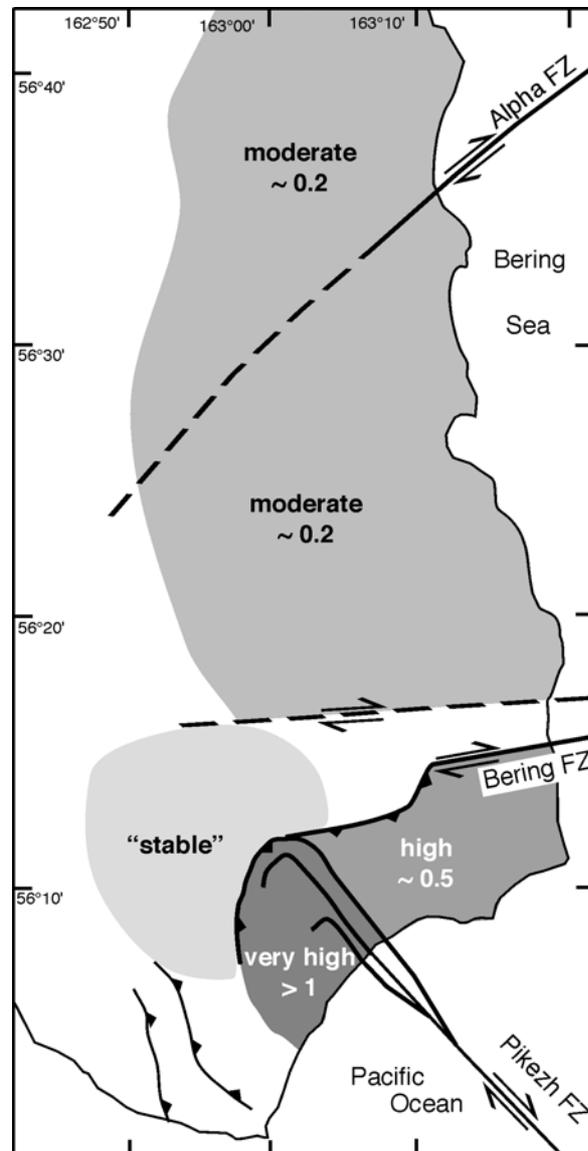


Abb. 5.9: Schematisches Exhumierungsmuster auf der Kamchatka Cape Halbinsel. Die Exhumierung und der *strain* sind in der Pikezh Zone am größten und nehmen nach Norden hin ab. Die großen Blattverschiebungen der Komandorsky Scherzone teilen eigenständige tektonische Blöcke ab. Die Zahlen geben die mittleren Exhumierungsraten in mm/a an.

Ein großes tektonisches Ereignis vor ~9 Ma erfaßt sowohl den Ophiolitkomplex als auch den Africa Block und die Pikezh Zone. Ein zweites Hebungsereignis vor ~4 Ma ist im Africa Block nachgewiesen und noch offensichtlicher im Pikezh Block.

Die absolute Bewegung des Aleutenbogens (Lallemant & Oldow 2000) nach Westen verursacht eine Kollision aleutischer Inselbogenfragmente mit Kamchatka. Durch die Kollision wird die Oberplatte auf der Kamchatka Cape Halbinsel verkürzt, was zur Exhumierung der überdeckenden Sedimente führt. Die Untersuchungen zeigen, daß die Exhumierung sich in Raum und Zeit unterscheidet und dadurch abgetrennte tektonische Einheiten definiert. Zudem ist die Verkürzung entlang der Hauptstörungen (Alpha- Bering- und Pikezh) und deren Zweige partitioniert (Freitag et al. 2001). Das Zentrum der Kamchatka Cape Halbinsel, der Ophiolit, erfuhr nach seiner Obduktion keine signifikante Verkürzung mehr, wodurch er in einer stabilen *backstop*-Position ist. Gesteine der Pikezh Zone dagegen werden an der begrenzenden Störung überschoben und dabei schnell exhumiert.

Ausgehend von diesen Daten kann man postulieren, daß die Konvergenz der Pazifischen Platte gegen den Kamchatka-Inselbogen entlang der großen Störungen verteilt ist.

Kapitel 6

Die Kronotsky Halbinsel

6.1 Einleitung

Die Kronotsky Halbinsel (Abb. 3.2 und 3.3) unterscheidet sich stark von der Kumroch Range oder der Kamchatka Cape Halbinsel. Die tektonische Position ist nicht von aleutischen Störungssystemen beeinflusst, dennoch ist die Kronotsky Halbinsel kein stabiles Akkretionssystem, da es durch die Anlagerung von Unterplattenmaterial der *Emperor Seamount Kette* beeinflusst ist. Die Halbinsel gehört im tektonischen Sinne klar zum Kronotsky-Shipunsky Terran. Die Deformation ist gegenüber dem Südteil der Kamchatka Cape Halbinsel sehr gering.

6.2 Geologie

Die Kronotsky Halbinsel ist geologisch wesentlich einfacher aufgebaut als die Kumroch Range oder die Kamchatka Cape Halbinsel (Abb. 6.1). Sie läßt sich in vier größere Einheiten unterteilen, auf die im folgenden eingegangen wird (Abb. 6.2).

6.2.1 *ULTRAMAFITE*

Ganz im Osten sind ultramafische Gesteine des Kronotsky-Shipunsky Terrans aufgeschlossen. Es sind jedoch keine Hochdruckgesteine (Blauschiefer) wie auf der Kamchatka Cape Halbinsel. Geochemische Analysen zeigen Abweichungen gegenüber einem MOR-Basalt (Kramer et al. 2000). Die kristallinen Gesteine sind prä-oligozän deformiert und es sind tektonische Mélanges ausgebildet. Dabei handelt es sich um Serpentin-Mélanges, Vulkanite und Tuffe von der Oberen Kreide bis zum frühen Paläozän (Marsaglia et al 1999).

6.2.2 *KUZLOV FORMATION*

Eine Abfolge schwach alterierter Basalte, Pillow-Laven, Dyke-Intrusionen und grober Basaltkonglomerate sind in einem bemerkenswert undeformierten Zustand entlang der Südküste der Halbinsel im Bereich der Bucht Olga aufgeschlossen. Diese submarin abgelagerte Formation

wird als Kuzlov Formation beschrieben und hat biostratigraphisch ein paläozänes bis eozänes Alter (Marsaglia et al. 1999, Levashova et al. 2000).

6.2.3 EOZÄNE SANDSTEINFORMATION

Der westliche Teil besteht aus vulkanomikten Sandsteinen mit grünlicher und grauer Farbe, die nach biostratigraphischen Analysen dem Eozän zugeordnet werden (Bakhteev et al. 1997). Sie wird im Folgenden Eozäne Sandsteinformation genannt. Diese Formation ist in groben Zügen Gesteinen des Ozernov-Valangin Terran (Drozdov und Stanislav Formation) in der Kumroch Range ähnlich. Tektonisch eingearbeitete miozäne Sedimente belegen eine spätere, post-miozäne Deformation.

6.2.4 TYUSHEV BECKENSEDIMENTE

Tyushev Beckensedimente überlagern im Westen die Eozäne Sandsteinformation und im Osten die Basaltlaven. Die mittel-miozänen Sedimente zeigen eine große Vielfalt von Sedimentstrukturen (Strömungsmarken, Kreuzschichtung, Ripelmarken, etc.). Sie beinhalten karbonatische Sandsteine, tuffitische Siltsteine, Konglomerate, quarzitisches und kalzitische Konkretionen und andesitische Tuffsedimente (Bakhteev et al. 1997). Ihre Mächtigkeit übersteigt 2000 m.

Wie auch in der südlichen Kumroch Range, sind auf der Kronotsky Halbinsel weite Teile von quartären, etwa 150 m mächtigen, schwach lithifizierten andesitischen Konglomeraten überdeckt, welche die Basis des östlichen vulkanischen Bogens bilden.

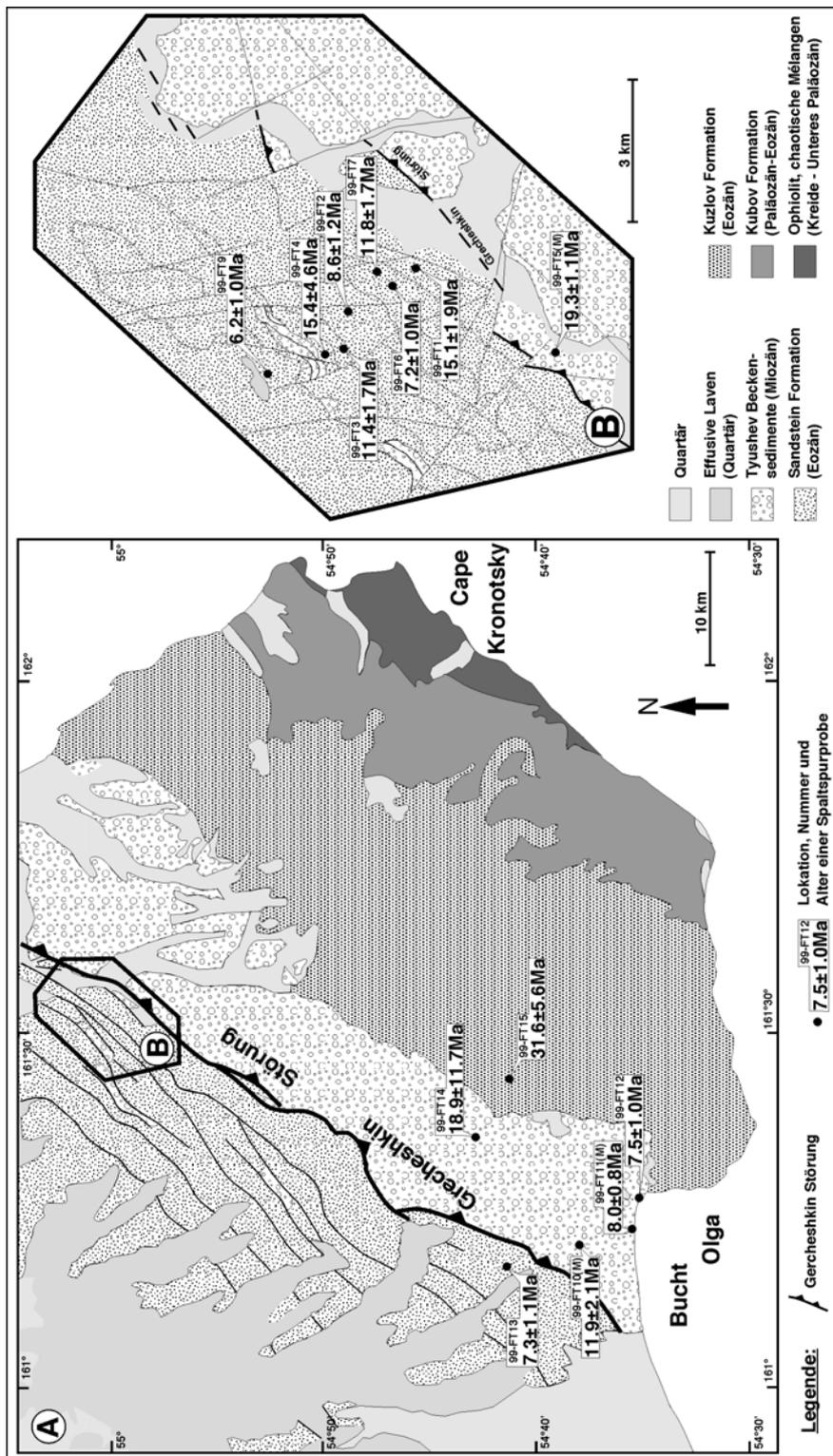


Abb. 6.1: Geologische Karte der Kronotsky Halbinsel. Die Spaltspurenalter sind angegeben (M=Mischalter).

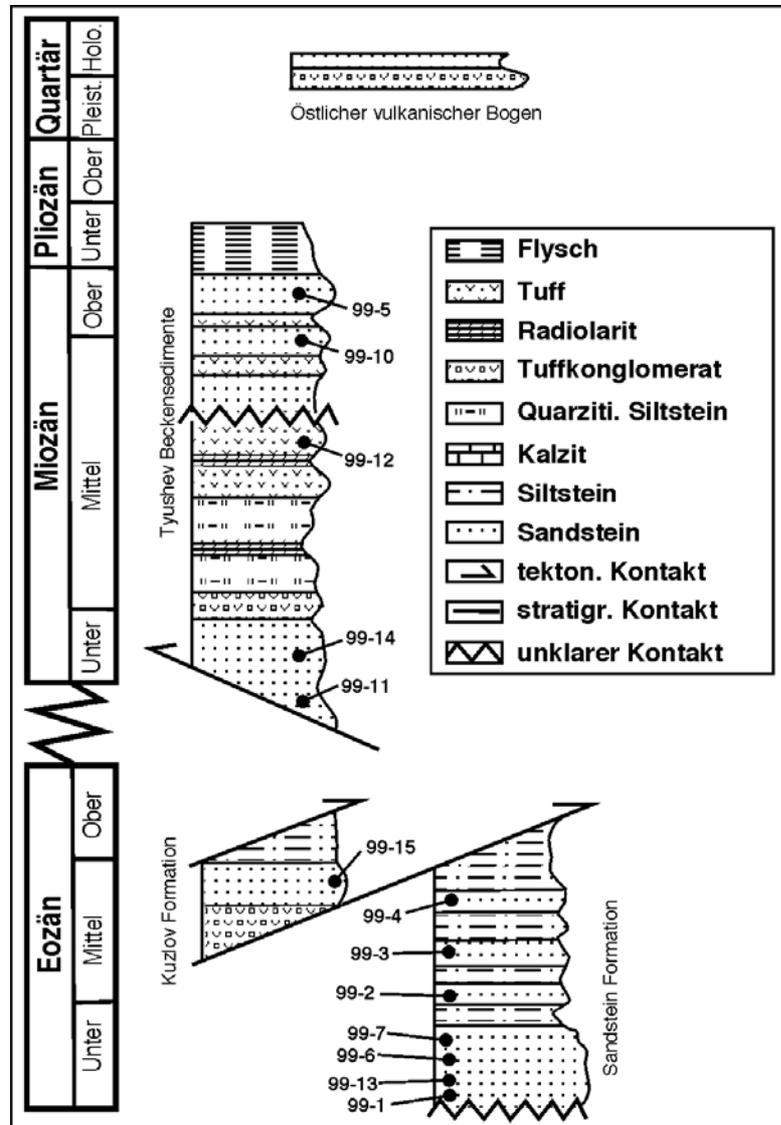


Abb. 6.2: Stratigraphischer Überblick über die Sedimente der Kronotsky Halbinsel. Die Position der Spaltspurenbojen ist mit Punkten gekennzeichnet (nach Bakhteev et al. 1997 sowie eigene Beobachtungen).

6.3 Deformation und Spannungsfeld

6.3.1 EOZÄNE SANDSTEINFORMATION

Die auffälligste Struktur auf der Kronotsky Halbinsel ist die Gerchichkin-Störung. Sie ist mindestens seit dem Eozän aktiv (Bakhteev et al. 1997) und für die Ausbildung von chaotischen, mélangearartigen Einheiten in der Eozänen Sandsteinformation verantwortlich. Außerdem bildet die Gerchichkin-Störung die Trennung zu den Tyushev Beckensedimenten. Ansonsten sind keine größeren Störungen aufgeschlossen. Maximale Versatzbeträge an untergeordneten Auf- oder Abschiebungen erreichen selten mehr als zehn Meter. Besonders in den miozänen Beckensedimenten sind Sedimentstrukturen wie auch Harnischlineationen sehr gut erhalten. Abbildung 6.3 zeigt Meßwerte aus der Eozänen Sandsteinformation, die im nordöstlichen Teil der Halbinsel genommen wurden.

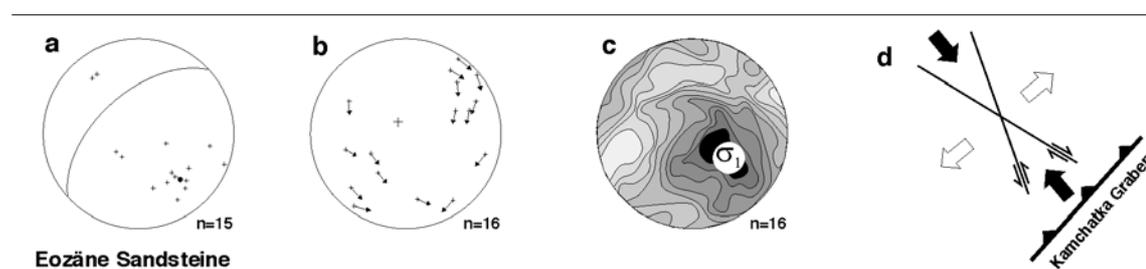


Abb. 6.3: Strukturelle Merkmale der Eozänen Sandsteinformation: a) Pole der Schichtflächen, b) Pole der Bewegungsflächen mit Bewegungsrichtung, c) Paläo-Spannungstensor und d) zugehörige Geometrie.

Die Pole der Schichtflächen häufen sich im Bereich um einen mittleren Pol von etwa 135/25. Die mittlere Schichtung fällt also nach Nordwesten mit etwa 60° ein. Wenige entgegengesetzte Schichtflächen deuten die Kleinfaltung im Bereich der Überschiebungsflächen an. Im berechneten Paläo-Spannungstensor liegt die Richtung der größten Hauptspannung σ_1 bei etwa 130/40, σ_1 steht also weder horizontal noch vertikal. Diese Art von Tensor ist nur in größeren Tiefen möglich, in denen die überlagernden Sedimente signifikanten Einfluß auf die Spannungen ausüben können.

6.3.2 TYUSHEV BECKENSEDIMENTE

In den Sedimenten des Tyushev Beckens liegen die Schichtflächen nahezu horizontal (Abb. 6.4 a). Da die Gesteine nur sehr schwach deformiert sind, ist die Anzahl der gefundenen Bewegungslineationen entsprechend klein. Die vier gemessenen Harnischlineationen zeigen jedoch ausschließlich abschiebenden Charakter (Abb. 6.4 d), was einer Extension in nordwest-südöstlicher Richtung entspricht. Dies wird durch die NW-SE orientierte Hauptspannungsrichtung σ_3 und vertikal stehendes σ_1 belegt.

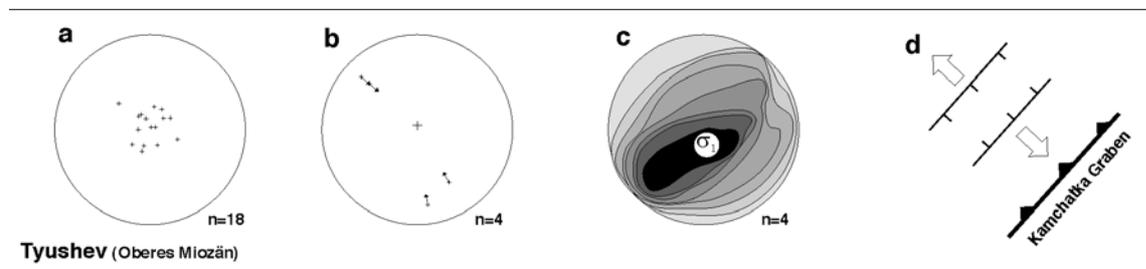


Abb. 6.4: Strukturelle Merkmale der Tyushev Beckensedimente. (a) Pole der Schichtflächen, (b) Pole und Bewegungsrichtung auf Störungen, (c) errechneter Spannungstensor sowie (d) geometrische Anordnung des Störungssystems.

6.4 Spaltspurethermochronologie

6.4.1 PROBENNAHME

Ziel der Probennahme auf der Kronotsky Halbinsel war, einen möglichst breiten Streifen orthogonal zum strukturellen Streichen der Halbinsel zu beproben, um Hinweise auf Hebungereignisse entlang des Streichens der *Emperor seamount* Kette zu erhalten. Die Probenlokationen verteilen sich hauptsächlich auf die nordöstlichen und südwestlichen Bereiche der Halbinsel (Abb. 6.1). Von den insgesamt 16 gewonnenen Proben enthielten 14 eine hinreichende Menge Apatit, um Spaltspurealter anzugeben. Die Ergebnisse und Einzelheiten der Spaltspureanalyse sind in Tabelle 6.1 dargestellt. Es fällt auf, daß alle Proben der Eozänen Sandsteinformation genügend Apatit enthalten und den χ^2 -Test bestanden (Galbraith 1981). Da auch alle Spaltspuralter signifikant jünger sind als das Sedimentationsalter, kann davon ausgegangen werden, daß die Eozäne Sandsteinformation lange genug unterhalb der PAZ lag, um alle älteren Spuren auszulöschen (Wagner & Van der Haute 1992).

Proben-nr. (Bestrahlung)	Formation (Höhe [m])	Anzahl der Apatite	Spurdichte im Standard [x 10 ⁶ cm ⁻²]	Dichte spontaner Spuren [x 10 ⁵ cm ⁻²]	Dichte induzierter Spuren [x 10 ⁶ cm ⁻²]	P(χ^2) [%]	Spaltspuralter [Ma]
99-FT1 (UP6-1)	Eoz. Sandst. (105)	23	1,054 (2672)	7,107 (86)	7,091 (858)	65,0	15,1 ± 1,9
99-FT2 (UP6-2)	Eoz. Sandst. (150)	55	1,056 (2672)	6,198 (75)	12,10 (1464)	95,4	8,6 ± 1,2
99-FT3 (UP6-3)	Eoz. Sandst. (170)	37	1,057 (2672)	4,711 (57)	7,537 (912)	100,0	11,4 ± 1,7
99-FT4 (UP6-4)	Eoz. Sandst. (570)	6	1,059 (2672)	0,992 (14)	1,314 (159)	96,4	15,4 ± 4,6
99-FT5 (UP6-5)	Tyushev (150)	27	1,061 (2672)	15,12 (183)	15,40 (1864)	0,00	19,3 ± 1,1*
		25		6,031 (73)	11,56 (1399)	92,5	8,0 ± 1,1 ¹
		2		9,089 (110)	3,842 (465)	60,2	45,8 ± 5,0 ²
99-FT6 (UP6-6)	Eoz. Sandst. (115)	51	1,062 (2672)	5,455 (66)	14,71 (1780)	100,0	7,2 ± 1,0
99-FT7 (UP6-7)	Eoz. Sandst. (320)	38	1,064 (2672)	5,124 (62)	7,529 (911)	100,0	11,8 ± 1,7
99-FT9 (UP8-24)	Eoz. Sandst. (790)	32	1,172 (4655)	4,545 (55)	11,87 (1436)	46,1	6,2 ± 1,0
99-FT10 (UP6-8)	Tyushev (45)	19	1,066 (2672)	3,058 (37)	5,074 (614)	44,1	11,9 ± 2,1*
		14		2,149 (26)	4,487 (543)	84,1	4,6 ± 1,3 ¹
		5		0,909 (11)	0,587 (71)	96,7	29,0 ± 9,7 ²
99-FT11 (UP6-9)	Tyushev (25)	37	1,067 (2672)	9,339 (113)	23,17 (2803)	1,6	8,0 ± 0,8*
		27		6,446 (78)	20,66 (2499)	96,6	5,1 ± 0,6 ¹
		10		2,893 (35)	2,513 (304)	99,8	21,5 ± 4,0 ²
99-FT12 (UP6-10)	Tyushev (30)	55	1,069 (2672)	6,364 (77)	15,78 (1909)	100,0	7,5 ± 0,9
99-FT13 (UP6-11)	Eoz. Sandst. (130)	30	1,071 (2672)	4,215 (51)	10,01 (1211)	99,5	7,3 ± 1,1
99-FT14 (UP6-12)	Tyushev (180)	5	1,072 (2672)	0,248 (3)	0,463 (56)	94,2	18,9 ± 11,7
99-FT15 (UP6-13)	Kuzlov (120)	3	1,074 (2672)	3,140 (38)	1,967 (238)	89,0	31,6 ± 5,6

Tabelle 6.1: Ergebnisse der Spaltspurenanalyse: Kronotsky Halbinsel. Standardspurdichte und induzierte Spurdichte auf externem Detektor (Muskovit, $g=0,5$), spontane Spurdichte auf interner Mineralfläche. Anzahl der gezählten Spuren in Klammern. Fehler sind $\pm 1\sigma$. Die Spaltspuralter wurden mit $\zeta=372 \pm 9$ (für CN5-Glas) berechnet. * = Mischalter, ¹ = Alterskomponente 1, ² = Alterskomponente 2.

Die Spaltspuralter variieren zwischen ~ 9 Ma und ~ 15 Ma. Von den Tyushev Sedimenten wurden fünf Proben genommen, drei davon bestanden den χ^2 -Test nicht (99-FT5, 99-FT10 und 99-FT11). Es handelt sich also wiederum um Mischalter (Tabelle 6.1). Die Sedimente des Tyushev Beckens sind also generell niedriger temperiert als die eozänen Sandsteine. Die Probe von einem Basalt der Kuzlov-Formation zeigt trotz der sehr geringen Anzahl von Apatiten ein signifikantes Spaltspuralter von ~ 32 Ma.

6.4.2 MISCHALTER UND ALTERSDOMÄNEN

Von den Tyushev Beckensedimenten wurden vier Proben genommen. Drei davon (99-FT5, 99-FT10 und 99-FT11) zeigen Mischalter (Abb. 6.5). Die Probe 99-FT11 liegt stratigraphisch (und somit auch räumlich) unterhalb der Probe 99-FT12. Da die Probe 99-FT12, räumlich näher an der Oberfläche, mit einem $P(\chi^2)$ -Wert von 100 % eindeutig kein Mischalter aufweist, sondern klar ein einzelnes Abkühlungsereignis belegt, kann man davon ausgehen, daß die höher gelegenen Proben dasselbe Ereignis beinhalten und, im Falle von Mischaltern, das Abkühlungsalter der Liefergebietsgesteine repräsentieren. Die Mischalter in den Proben 99-FT5, 99-FT10 und 99-FT11 ordnen sich um zwei Domänen an: Ein junges Abkühlungsereignis ist von ~ 8 Ma bis ~ 5 Ma dokumentiert. Dieses Abkühlung ist ebenfalls mit der Probe 99-FT12 deutlich belegt. Eine zweite Abkühlungsdomäne bei ~ 23 Ma ist durch die älteren Komponenten sowie durch die Probe 99-FT14 dokumentiert. Die Probe 99-FT5 beinhaltet mit ~ 46 Ma das älteste auf der Kronotsky Halbinsel gefundene Alter.

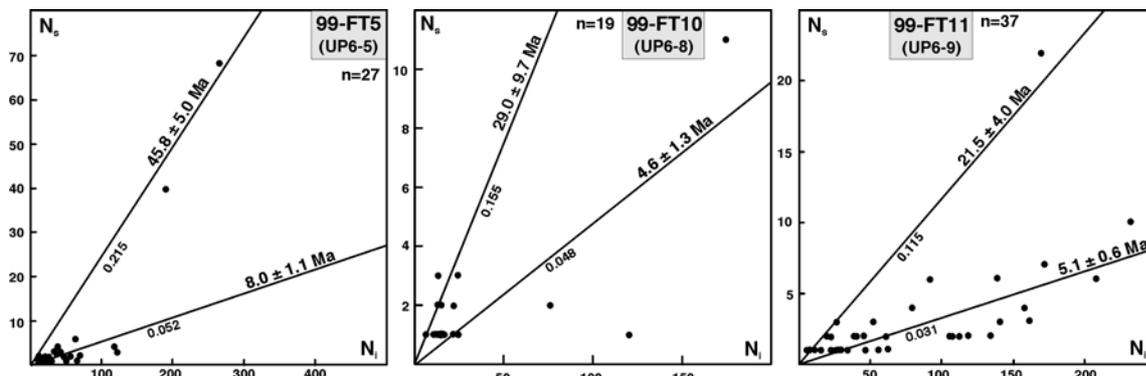


Abb. 6.5: Darstellung der Einzelkörner der Proben mit Mischaltern im N_s/N_i -Diagramm. Das Verhältnis N_s/N_i der separierten Mischaltern (die Steigung) und das zugehörige ζ -Alter ist angegeben.

In den Gesteinen der Eozänen Sandsteinformation sind ebenfalls zwei Abkühlungsereignisse überliefert: Ein jüngeres Ereignis vor ~11 Ma (Proben 99-FT3 und 99-FT7) und ein Älteres vor ~15 Ma (Proben 99-FT1 und 99-FT4). Diese vier Proben stammen aus dem nördlichen Arbeitsgebiet und sind durch Störungen, meist Überschiebungen voneinander getrennt. Es ist dadurch nicht eindeutig belegbar, ob es sich wirklich um zwei getrennte tektonische Ereignisse handelt oder um ein länger andauerndes Ereignis von ~11 Ma bis ~15 Ma. Es ist jedoch davon auszugehen, daß das Deformationsereignis vor ~8 Ma bis ~5 Ma, welches in den Sedimenten des Tyushev Beckens nachgewiesen ist, auch die Eozäne Sandsteinformation erfaßt (Proben 99-FT6, 99-FT9 sowie 99-FT13).

6.5 Zusammenfassung

Der Kronotsky Halbinsel unterliegt dem Kronotsky-Shipunsky Terran. Ganz im Westen der Halbinsel zeigen die Ultramafite eine ähnliche Zusammensetzung wie auf der Kamchatka Cape Halbinsel. Allerdings sind diese hier nicht mit Hochdruckrelikten assoziiert. Die stratigraphisch diskordant überlagernden Einheiten wie die Kuzlov Formation sind bemerkenswert schwach deformiert.

Die in einem *fore arc* Bereich abgelagerten Tyushev Sedimente sind ebenfalls nur sehr schwach deformiert. Das höchste Spaltspuralter von ~45 Ma wurden in den miozänen Sedimenten gefunden, jedoch als Mischalter. Es muß sich also um ein Alter eines Liefergebietes handeln, was bedingt, daß die Sedimente mehrfach verfestigt, erodiert und transportiert wurden. Das prä-oligozäne Alter der Hebung eines Hinterlandes ist in Übereinstimmung mit höheren Altern in der Kumroch Range (Drozdov- und Stanislav Formation) und kann im Zusammenhang mit der Entwicklung des prä-oligozänen Ozernov-Valangin Inselbogens interpretiert werden.

Kapitel 7

Geodynamische Rekonstruktion

Die kombinierten Untersuchungsmethoden der Strukturgeologie und Spannungsfeldanalyse ermöglichen eine detaillierte Rekonstruktion der Akkretionsprozesse am aktiven Kontinentalrand von Kamchatka seit der Oberen Kreide. Ab dem Oligozän stehen Ergebnisse der Spaltspuren-Thermochronologie zur Verfügung, welche die zeitliche Abfolge der Hebungseignisse in den einzelnen Untersuchungsgebieten (Abb. 7.1) liefern.

Spannungsfeldanalyse und die Analyse des Deformationsstils in den Gesteinen geben Hinweise auf den Ablauf der Deformationsprozesse. Die tektonischen Hauptereignisse lassen sich zeitlich in sechs Stadien beschreiben, die im folgenden dargestellt werden.

7.1 Paläozän und Eozän (> 36 Ma)

7.1.1 KULA PLATTE UND OZERNOV-VALANGIN BOGEN

Im Paläozän wird ozeanische Kruste der Kula Platte in nördlicher Richtung unter Kamchatka subduziert. Entlang der Subduktionszone ist ein magmatischer Bogen, der Ozernov-Valangin Bogen, assoziiert. Aus hier nicht näher untersuchten Gründen kommt diese Subduktionszone zum Stillstand und damit wird der Ozernov-Valangin Inselbogen inaktiv (Zonenshain et al. 1990). Während des Eozän wird dieser magmatische Bogen erodiert und die Sedimente in dem sich südöstlich anschließenden Vetlov Becken sedimentiert. Vulkanische Komponenten in diesen Sedimenten belegen die Existenz des Ozernov-Valangin Bogens in Zusammenhang mit der Subduktion der Kula Platte (Zinkevich & Tsukanov 1993).

7.1.2 VETLOV BACK ARC BECKEN UND KRONOTSKY-SHIPUNSKY TERRAN

Im Eozän bildet sich in der Kula Platte eine neue, ebenfalls nach Norden gerichtete Subduktionszone mit dem assoziierten Vetlov Inselbogen (Abb. 7.2-1). Zwischen dem magmatischen Bogen und Kamchatka bildet sich das Vetlov *back-arc* Becken mit einem aktiven Spreizungszentrum, das durch MOR-Basalte belegt ist. Dieses Spreizungszentrum teilt als

topographische Schwelle das Vetlov Becken in zwei Sedimentationsräume: Im nordwestlichen Becken werden die Sedimente des inaktiven Ozernov-Valangin Inselbogens akkumuliert, südwestlich der Schwelle lagern sich die Sedimente des Vetlov Bogens ab. Die unterschiedlichen Liefergebiete sind lithologisch gut charakterisiert (siehe Kapitel 5, Kumroch Range) und ihre räumliche Lage durch Untersuchungen der Schüttungsrichtungen definiert (Alexeiev et al., 1999). Diese Anordnung ist durch das gesamte Eozän hindurch konstant. Über den tektonischen Akkretions- oder Erosionsmodus der Subduktionszone unter dem Vetlov Bogen im Eozän kann nur spekuliert werden. Da aber keinerlei Gesteine dieses Subduktionprozesses erhalten sind, kann vermutet werden, daß der Plattenrand keinen Akkretionskeil ausbildete, also eher erosiven Charakter hatte. Mit der Kula Platte konvergiert der Kronotsky-Shipunsky Terran gegen das Vetlov Subduktionssystem (Shapiro et al. 1997, Heiphetz et al. 1994, Kovalenko 1990, Kovalenko 1992). Der Kronotsky-Shipunsky Terran hat unterkretazisches Alter und weist Gesteinsassoziationen auf, die unter Hockdruckbedingungen entstanden sind. Die ozeanische Kruste zwischen dem Kronotsky-Shipunsky Terran und dem Vetlov Inselbogen wird im Vetlov Subduktionssystem konsumiert.

7.2 Oligozän (36 Ma bis 23 Ma)

Durch die Änderung der Bewegungsrichtung der Pazifischen Platte im Oberen Eozän kommt es zu dramatischen tektonischen Veränderungen im gesamten nordwestpazifischen Raum. (Worall 1991)

7.2.1 OBDUKTION DES KRONOTSKY-SHIPUNSKY TERRANS UND ENTWICKLUNG DES VETLOV BACK ARC BECKENS

Der Kronotsky-Shipunsky Terran erreicht die Vetlov Subduktionszone, widersetzt sich dort aber der Subduktion. Er wird vor ~35 Ma auf die überfahrende ozeanische Kruste aufgeschoben. Er bildet später den Ophiolitkörper auf der Kamchatka Cape Halbinsel. Die Kopplung zwischen der Unterplatte und der Oberplatte wird durch die Obduktion stark erhöht. Es kommt zum Abreißen der subduzierenden Platte und die Subduktion kommt zum Stillstand. Die Kruste unter dem Kronotsky-Shipunsky Terran ist nun mechanisch geschwächt. Der Vetlov Inselbogen erlischt und wird im Oligozän erodiert. Ein Teil der erodierten Sedimente lagert sich im südwestlichen Vetlov Becken ab (Abb. 7.2-2). Bedingt durch die Obduktion des Kronotsky-Shipunsky Terrans

wird kompressive Spannung über den Vetlov Bogen übertragen und beendet die Öffnung des Vetlov *back arc* Beckens (Abb. 7.2-2).

Nach dem Sterben der Subduktionszone unter dem Vetlov Bogen kommt es zur Ausbildung einer neuen Subduktionszone am Ostrand von Kamchatka, an der nun die junge Kruste des Vetlov *back arc* Beckens in nordwestliche Richtung subduziert wird und damit das Vetlov Becken geschlossen wird. Mit dieser Subduktion steht die Bildung des westlichen vulkanischen Bogens auf Kamchatka in Zusammenhang. Es kommt zur Bildung eines initialen Akkretionskeils, in dem die Sedimente des Vetlov *back arc* Beckens akkretiert werden. Dabei werden tholeiitbasaltische Fragmente und Sedimente des *back arc* Beckens in die Mélanges des Vetlov Terrans inkorporiert (Abb. 7.2-2). Der Deformationsstil weist klar auf eine frontale Akkretion hin. Die initiale Deformation und Hebung der Sedimente ist in Gesteinen des Ozernov-Valangin Terran auf Oberes Oligozän (~30 Ma) datiert (Abb. 7.1).

7.3 Unteres und Mittlers Miozän (23 Ma bis 10 Ma)

Vom Oberen Oligozän bis ins Mittlere Miozän bleibt die Situation weitgehend unverändert, die Schließung des Vetlov Beckens setzt sich fort. Etwa vor 22 Ma wird das ehemalige Spreizungszentrum des Vetlov Beckens von dem Akkretionskeil überfahren, was durch das Hebungseignis in den paläogenen Sedimenten der Kamchatka Cape Halbinsel dokumentiert ist (Abb. 7.1). Die MOR-ähnlichen Basalte werden teilweise von der subduzierenden Platte abgeschabt und mit den Sedimenten frontal akkretiert. Nachdem der inaktive Rücken subduziert wurde, setzt sich die Schließung des Vetlov Beckens ungestört fort, nun werden die Sedimente des Vetlov Terranes frontal akkretiert (Abb. 7.2-3).

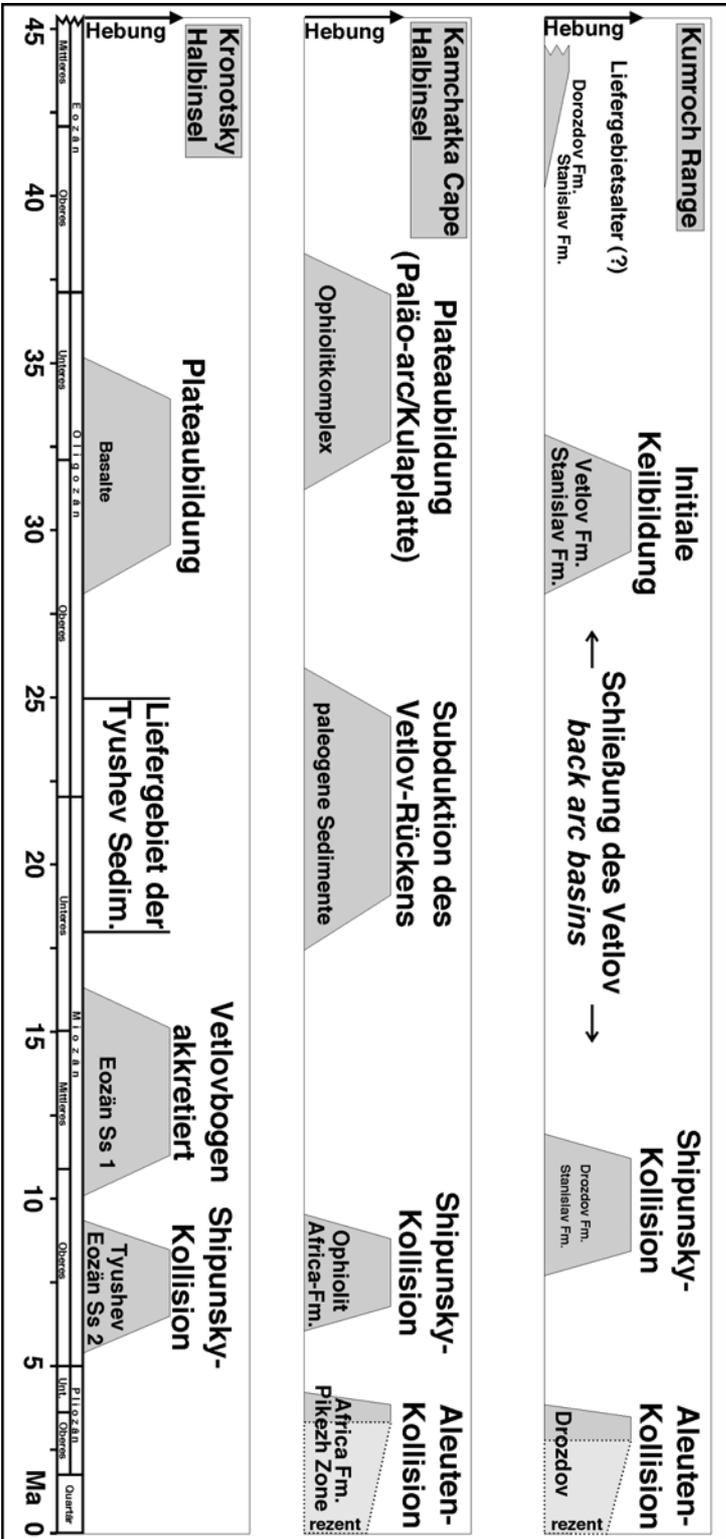


Abb. 7.1: Zeitliche Einordnung der überlieferten post-eozänen tektonischen Ereignisse in den Gesteinen der untersuchten Arbeitsgebieten. Die grauen Felder sind Hebungseignisse. Hellgraue Felder markieren rezente Prozesse. PAC = Pazifische Platte.

7.3.1 TYUSHEV FORE ARC BECKEN UND SCHLIEßUNG DES VETLOV BECKENS

In dem Vetlov Akkretionssystem bildet sich das Tyushev *fore arc* Becken aus, in das die proximalen Sedimente des westlichen vulkanischen Bogens sowie des hinteren Teils des Akkretionskeils geschüttet werden. Nach Huene & Scholl (1994) kann sich ein solches *fore arc* Becken bilden, wenn durch die Anlagerung größerer Materialvolumina an der Keilspitze der Keil unterkritisch wird (Abb. 8.3).

Vor etwa 13 Ma kündigt sich die endgültige Schließung des Vetlov Beckens durch die Subduktion des Vetlov Inselbogens und ein Hebungsereignis in der Eozänen Sandstein Formation der Kronotsky Halbinsel bereits an (Abb. 7.1). Der mittlerweile stark erodierte Vetlov Inselbogen nähert sich der Subduktionszone. Da nur das Hebungsereignis, nicht jedoch die Gesteine des Bogens überliefert sind, muß davon ausgegangen werden, daß die Reste des vulkanischen Bogens basal akkretiert wurden.

Die Schließung des Vetlov Beckens beginnt also zwischen ~ 35 Ma und 30 Ma und endet vor 13 Ma. Dieses Ergebnis ist konsistent mit Ergebnissen aus der Paläomagnetik: wird eine gegenüber heute unveränderte Paläo-Plattengeschwindigkeit von 8 cm/a im Oberen Oligozän und im Miozän vorausgesetzt, werden in den 20 Ma etwa 1600 km ozeanische Kruste subduziert, was in etwa der Breite des Vetlov Beckens entspricht. Diese Breite wird von Levashova (1999) auf Grund paläomagnetischer Untersuchungen gefordert. Andere paläomagnetische Untersuchungen kommen zu dem Schluß, daß der Kronotsky-Shipunsky Terran bei etwa 41° nördlicher Breite entstand, was einer Beckenbreite von 2000 km entspricht (Pechersky et al., 1997, Bazhenov et al., 1992). Um ein 2000 km breites Becken in 20 Ma zu schließen, müßte die Paläo-Plattengeschwindigkeit der Pazifischen Platte im Unteren und Mittleren Miozän mit 10 cm/a gegenüber der heutigen leicht erhöht sein.

7.4 Oberes Miozän (10 Ma bis 5 Ma)

7.4.1 KOLLISION DES KRONOTSKY-SHIPUNSKY TERRANS

Die endgültige Schließung des Vetlov *back arc* Beckens wird durch die Kollision des Kronotsky-Shipunsky Terrans mit dem Plattenrand von Kamchatka abgeschlossen (Abb. 7.2-4). Die Kollision hat in allen Untersuchungsgebieten ein großräumiges und nahezu gleichzeitiges Hebungsereignis zur Folge: Der Ozernov-Valangin Terran in der Kumroch Range wird bei ~10-

7 Ma erneut gehoben, auf der Kamchatka Cape Halbinsel wird der Ophiolitkomplex selbst und die assoziierte Africa Formation vor etwa 9 Ma bis 7 Ma exhumiert. Auf der Kronotsky Halbinsel wird die Eozäne Sandsteinformation von dem Hebungseignis bei 9 –7 Ma erfaßt (Abb. 7.1).

Die zeitliche Einordnung des Kollisionsprozesses ermöglicht eine Abschätzung der Paläo-Plattengeschwindigkeit: Setzt man einen mittleren Abtauchwinkel der Wadati-Benioff Zone des ehemaligen Vetlov Subduktionssystems voraus (40° in 100 km Tiefe, ähnlich Kurilen, Japan oder Tonga), so liegt der magmatische Bogen etwa 250 km vor der Tiefseerinne und somit vor dem Kronotsky-Shipunsky Terran. Um diese 250 km ozeanische Kruste zu subduzieren, werden bei einer Paläo-Plattengeschwindigkeit von 8 cm/a ca. 3 Ma benötigt. Von der basalen Akkretion des Vetlov Bogens (~13 Ma) bis zur Kollision des Kronotsky-Shipunsky Terrans (~8 Ma) vergehen aber etwa 5 Ma. Entweder die Paläo-Plattengeschwindigkeit der Pazifischen Platte war im Oberen Miozän mit 5 cm/a gegenüber heute geringer, wofür es aber keine weiteren plattentektonische Hinweise gibt, oder die Wadati-Benioff Zone der Vetlov Subduktionszone war wesentlich flacher. In diesem Fall war der vulkanische Bogen also etwa 350 km vom Tiefseerinne entfernt, die Wadati-Benioff Zone tauchte mit etwa 20° in 100 km Tiefe ab. Das ist mit relativ flachen Subduktionszonen wie dem Peru-Chile Graben oder vor Mittelamerika vergleichbar.

7.4.2 BILDUNG DES KAMCHATKA TIEFSEEGRABENS

Der Kollisionsprozess hat ein erhebliches Krustenwachstum der Oberplatte zur Folge. Große Teile des Terrans, etwa der Ophiolitkomplex der Kamchatka Cape Halbinsel, widersetzen sich der Subduktion. Dadurch wird die Geometrie des Akkretionskeils nachhaltig gestört und die Subduktion zum *high-stress* Ereignis. Da die dem Kronotsky-Shipunsky Terran unterliegende Kruste durch das oligozäne *high-stress* Ereignis bereits mechanisch geschwächt ist, reißt die subduzierende Platte erneut ab. Die Subduktionszone springt in östliche Richtung vor den Kronotsky-Shipunsky Terran, der damit vollständig akkretiert und zum Bestandteil der Oberplatte Kamchatkas wird. Mit Abschluß dieses Ereignisses nimmt die Subduktionszone ihre heutige Stellung ein und der Kamchatka Tiefseegraben wird gebildet.

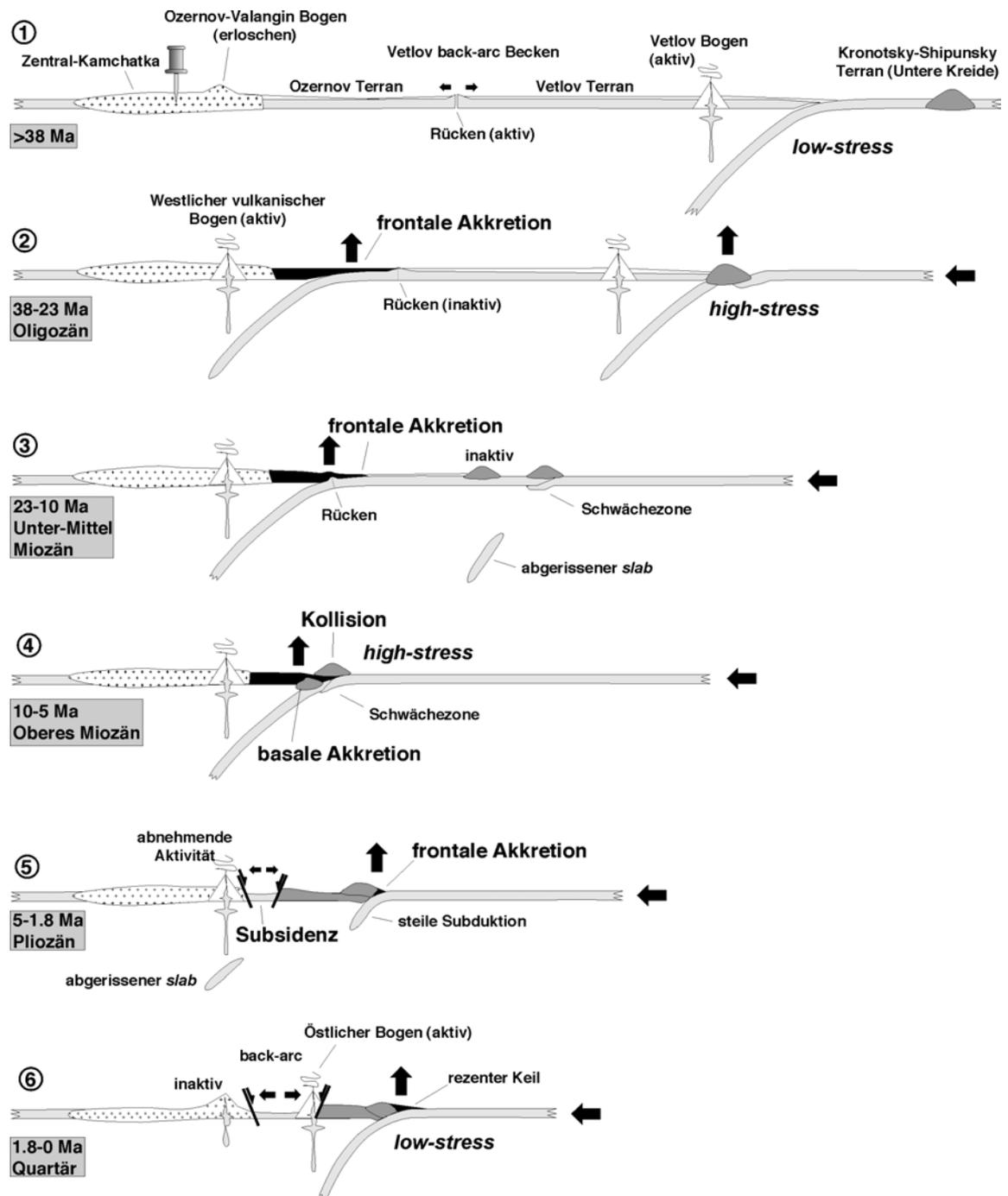


Abb. 7.2 (1-6): Schema der geodynamischen Entwicklung des Plattenrandes von Kamchatka vom Oligozän bis heute im Querschnitt (nicht maßstabgetreu).

7.5 Pliozän (5 Ma bis 1,8 Ma)

7.5.1 ENTWICKLUNG DER ZENTRALEN KAMCHATKA DEPRESSION UND DER MAGMATISCHEN BÖGEN

Die abgerissene Platte speist bis ins Pliozän den langsam erlöschenden westlichen vulkanischen Bogen. Die neu entstandene, rezente Benioff-Zone taucht mit ca. 45° in 100 km Tiefe steiler ab als die ehemalige (Cadet & Uyeda, 1989), sie wird zur *low-stress* Subduktion, da nun sehr alte und kühle ozeanische Kruste unter Kamchatka abtaucht, mit der vorerst keine weiteren Plateaus angeliefert werden. Diese neue Subduktionszone liefert das Magma des östlichen, rezent aktiven Bogens, dessen ältesten Vulkanite unterpliozänes Alter (~ 5 Ma) haben (Zinkevich & Tsukanov, 1993). Durch den versteilten Subduktionswinkel kommt es zum *roll-back* des gesamten Systems und die Zentrale Kamchatka Depression beginnt sich in der Position eines neues *back-arc* Beckens zu öffnen (Abb. 7.2-5). Die ältesten Sedimente in der Zentralen Kamchatka Depression wurden im ausgehenden Oberen Miozän (~ 6 Ma) abgelagert (Zonenshain et al., 1990).

Es besteht zeitliche Konsistenz zwischen der Etablierung des rezenten östlichen magmatischen Bogens und der Entwicklung der neuen Subduktionszone. Vom Beginn des Abtauchens der neuen Subduktionszone (bei ~ 9 Ma) bis zum Erreichen von 100 km Tiefe, wo das Magma generiert wird, vergehen unter Berücksichtigung der Geometrie und der Plattengeschwindigkeit (8 cm/a) etwa 2 Ma. Weitere 2 Ma braucht das Magma etwa zum Aufstieg an die Oberfläche, wo es vor 5 Ma die ersten Vulkanite bildete. Bei ihrem Aufstieg durch die Oberplatte werden die Magmen von Gesteinen der angelagerten Terrane kontaminiert (Kersting & Arculus, 1995).

7.5.2 KOLLISION DES ALEUTENBOGENS MIT KAMCHATKA

Das jüngste Hebungseignis bei ~ 4 Ma (Abb. 7.1) beschränkt sich räumlich ausschließlich auf den Bereich der Plattengrenze zur Nordamerikanischen Platte, also die Kamchatka Cape Halbinsel und die Kumroch Range (Gaedicke et al. 2000, Freitag et al. 2001). Durch die Bewegung des Aleutenbogens nach NW (Lallemant & Oldow 2000) kommt es zur Kollision kleinerer aleutischer Krustenfragmente mit Kamchatka. Durch die gebogenen dextralen Blattverschiebungen wird *strain* bis in die Kumroch Range übertragen und dort an Aufschiebungen kompensiert.

7.6 Quartär (1,8 Ma bis rezent)

7.6.1 KONVERGENZ DER EMPEROR SEAMOUNT KETTE

Die Subsidenz der Zentralen Kamchatka Depression hält rezent an. Die Aktivität des westlichen vulkanischen Bogens nimmt immer mehr ab und kommt weitgehend zum Stillstand. Nur der Ichinsky Vulkan dieses Bogens ist sub-rezent aktiv (Volynets et al. 1991). Der östliche vulkanische Bogen hingegen entwickelt sich zu einem der produktivsten magmatischen Bögen weltweit. An der Grenze zur Nordamerikanischen Platte ist auf der Kamchatka Cape Halbinsel neotektonische Aktivität mit dextral-kompressivem Charakter belegt (Geist & Scholl 1994).

Ein sich durch die andauernde Konvergenz der Pazifischen Platte mit Kamchatka auf Höhe der Kronotsky Halbinsel annähernder *seamount* der Emperor Seamount Kette steht kurz vor der Kollision mit Kamchatka. Durch die Konvergenz kommt es bereits heute zu einer erneuten Verteilung des rezenten, noch submarinen Akkretionskeils. Ein weiteres Hebungsereignis in diesem Bereich ist daher für die Zukunft zu erwarten.

7.6.2 SEISMIZITÄT UND MODERNE GEOMETRIE

Einen naheliegenden Zugang zur heutigen Geometrie der konvergierenden Platten liefert die Verteilung der Erdbeben in diesem Gebiet. Die Epizentren der Beben sind in Abb. 7.3 dargestellt. Sie zeichnen sowohl die Subduktionszone des Kamchatka Grabens als auch die dextralen Blattverschiebungen des Aleutenbogens deutlich nach. Im Bereich des Aleutenbogens treten ausschließlich flache Beben bis in eine Tiefe von 30 km auf. Untersuchungen von Herdeflächenlösungen von Beben in diesem Bereich zeigen deutlich den dextral-kompressiven Charakter der Beben (Geist & Scholl, 1994). Die Pazifische Platte hingegen weist in ihrem Abtauchverhalten entlang des Kamchatka Grabens starke Gradienten auf: Im Süden reicht die abtauchende Platte bis in ca. 600 km Tiefe. Auffällig ist, daß in mittleren Tiefen um 200 km nur sehr wenig Beben auftreten, was als Hinweis auf einen eventuell abgerissenen *slab* gedeutet werden kann. Weiter nördlich, im Bereich des Profils (Abb. 7.4) und nahe der Kreuzung mit dem Aleutenbogen, kommen ausschließlich Beben bis ca. 200 km vor, was auf eine relativ junge und wenig tiefreichende Subduktionszone schließen läßt.

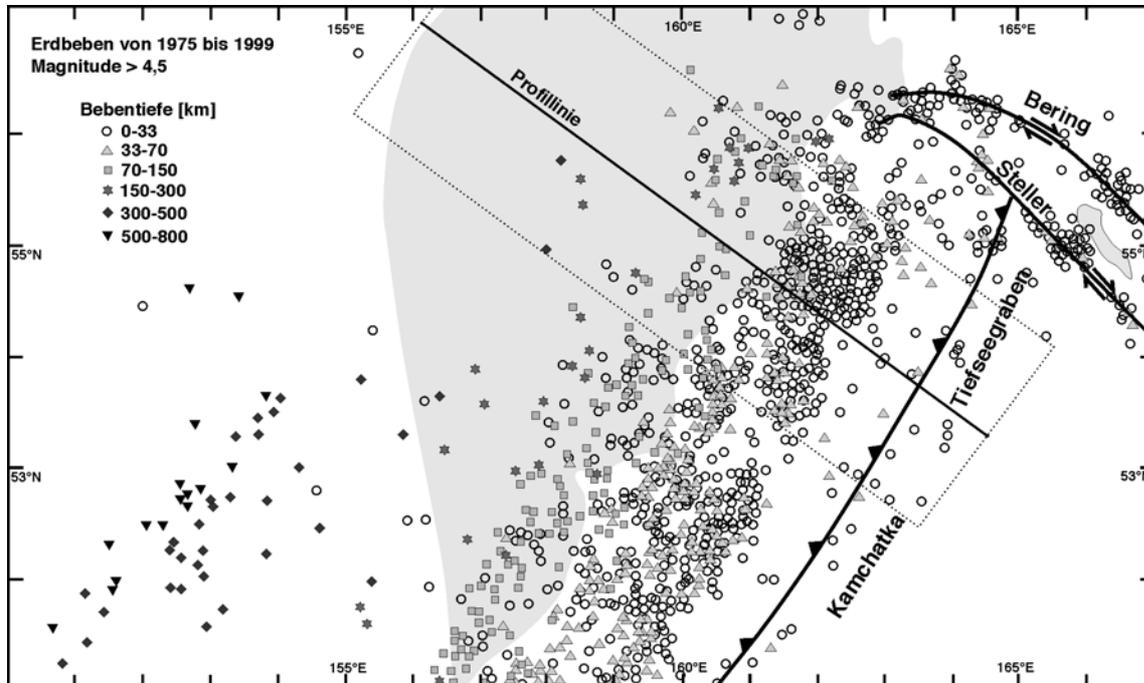


Abb. 7.3: Lage der Hypozentren von Erdbeben mit der Magnitudo >4,5 auf Kamchatka. Das Profil in Abb. 7.4 beinhaltet alle Beben innerhalb des Rechtecks [Quelle 7.1].

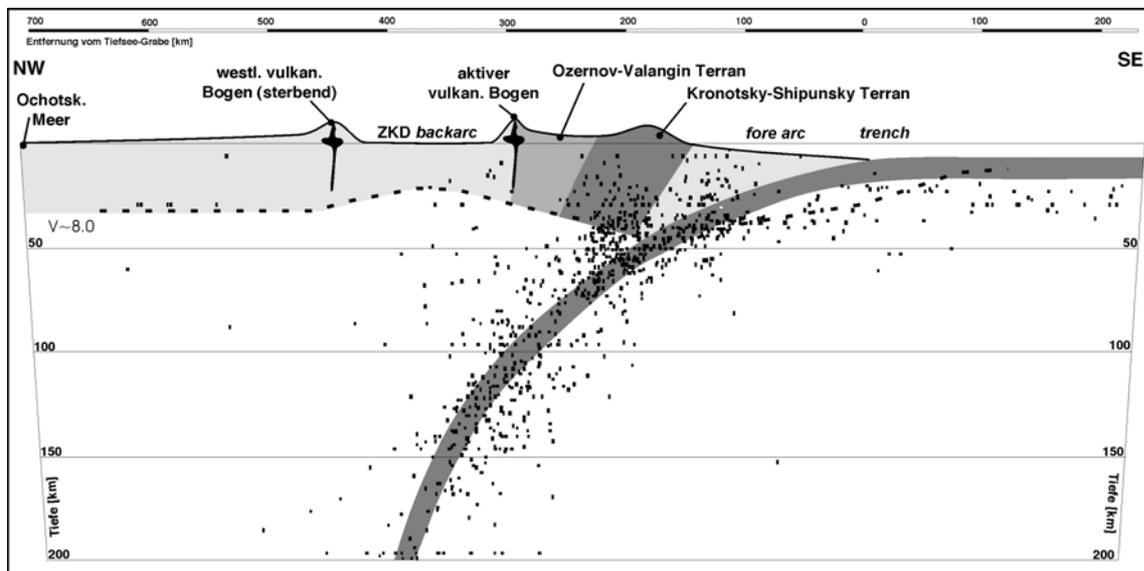


Abb. 7.4: Schematisches Profil über die Terrane des Kamchatka Akkretionssystem auf Höhe der Kronotsky Halbinsel (55° N). Projektion der Hypozentren von Erdbeben mit der Magnitudo >4 zwischen 56° N und 54° N auf eine NW-SE streichende Profilebene [Quelle 7.1].

Der vorderste Teil des *fore arc* ist weitgehend frei von Erdbeben (Abb. 7.4). Beben treten erst ab einer gewissen (Sediment-)Auflast auf, die eine bruchhafte Deformation ermöglicht. Die starke Häufung von flachen Beben bis etwa 50 km Tiefe in der Umgebung der Kronotsky Halbinsel zeigt, daß hier flache Prozesse die Seismizität bestimmen, wie sie bei der Kollision mit einem ozeanischen Plateau oder *seamount* zu erwarten sind. Beben treten jedoch nur in tieferen Bereichen des Kronotsky-Shipunsky Terrans auf, die höheren Bereiche bis ca. 20 km Tiefe sind seismisch weitgehend inaktiv. Ebenfalls seismisch inaktiv ist der bereits im Oligozän akkretierte Ozernov-Valangin Terran sowie die Suturezone zwischen dem Ozernov-Valangin Terran und dem Kronotsky-Shipunsky Terran. Eine weitere Häufung von Beben in der Unterplatte befindet sich in etwa 100 km Tiefe unter dem magmatischen Bogen und definiert den Ort der Magmenentstehung des aktiven westlichen magmatischen Bogens.

Kapitel 8

Diskussion

Die kombinierten Untersuchungsmethoden der Strukturgeologie, Spannungsfeldanalyse und Spaltspuren-Thermochronologie liefern eine detaillierte Rekonstruktion der Akkretionsprozesse am aktiven Kontinentalrand von Kamchatka seit dem Paläogen. Die Ergebnisse der geodynamischen Rekonstruktion erklären in hohem Maße den (rezenten) Kollisionsprozess des Aleutenbogens mit Kamchatka. Darüber hinaus zeigt das vorgestellte Modell, wie trotz kontinuierlicher Konvergenz der Kula Platte und der Pazifischen Platte extensive Strukturen und Becken gebildet und wieder geschlossen werden können.

Krustenwachstum durch akkretierte Terrane ist ein häufig vorkommender geologischer Prozeß. In den vergangenen Jahrzehnten wurden weltweit zahlreiche Terrane identifiziert. Die ältesten unter ihnen sind der Sikote-Alin Terran (E-Sibirien, Perm, McElhinny 1973a), der Kolyma Block (NE-Sibirien, Perm, McElhinny 1973b) und der Wrangellia Terran (S-Alaska, Trias, Hillhouse 1977). Die Art der Umwandlung von einem *seamount* in einen allochthonen Terran, also die Transformation von Unterplatte zur Oberplatte, hängt in wesentlichem Maße davon ab, ob große oder geringe tektonische Spannung vorherrscht (Ben-Avraham et al. 1981). In einem Regime mit großer tektonischer Spannung, also bei Subduktion unter kontinentale Schilde oder Kratone mit stabilem Hinterland (z.B. Nazca Platte oder Cocos Platte) werden die kollidierenden Plateaus starken Deformationen unterliegen, während sich die Konfiguration der Subduktionszone selbst nur leicht ändert. Andererseits wird dort, wo die Subduktionszonen an Inselbögen oder Randmeere gekoppelt sind, eine niedrige tektonische Spannung erwartet (z.B. Nord- und West-Pazifik). In diesem Fall kann die Kollision eines Plateaus große Auswirkungen auf die Konfiguration und Geometrie der Subduktionszone haben: die Richtung der Subduktionszone kann sich ändern oder die Subduktionszone selbst wandert ozeanwärts. Dabei kann es zur Entwicklung parallel verlaufender magmatischer Bogen kommen oder zur Bildung oder Schließung eines *back arc* Beckens (Hamilton, 1988).

Auf Kamchatka kann seit der Kreide ein Wachstum der kontinentalen Kruste beobachtet werden. Der Prozeß des Krustenwachstums ist vorwiegend die Anlagerung von Inselbögen und

ozeanischen Plateaus. Der Anteil der Sedimente am Wachstum darf jedoch nicht vernachlässigt werden. Große Mengen von Sedimenten werden durch frontale Akkretion zum Teil der Oberkruste. Auch können ganze Sedimentpakete, die zwischen zwei kollidierende Platten eingekeilt sind (z.B. das Vetlov Becken), zu kontinentaler Kruste werden. Weiterhin können Sedimentpakete selbst Terrane bilden, wie z.B. der Akkretionskeil im Bereich der Kodiak Insel und des Golf von Alaska (Worall 1991).

8.1 Emperor seamount Kette

Die Konvergenz der Pazifischen Platte gegen den Kamchatka Inselbogen führt zu Kollisions- und Deformationsprozessen in der Oberplatte Kamchatkas. Durch die besondere tektonische Lage Kamchatkas an einem Kreuzungsbereich mit einem Inselbogen finden innerhalb eines kleinen räumlichen Bereichs zwei unterschiedliche Kollisionsprozesse statt: Zum einen konvergiert der Aleutenbogen im Bereich der Kamchatka Cape Halbinsel gegen Kamchatka, wodurch es zu einer Kontinent-Inselbogen Kollision kommt, zum anderen kollidiert ein ozeanisches Plateau der Emperor Seamount Kette im Bereich der Kronotsky Halbinsel mit Kamchatka (*Kontinent-seamount*). Die Vermutung liegt nahe, daß auch in geologischer Vergangenheit *seamounts* dieser Kette unter Kamchatka subduziert, bzw. zur Oberplatte hinzugefügt wurden. Die linear angeordnete Kette der Emperor Seamounts hat ihren Ursprung über dem Hawaii *hotspot* (Abb. 8.1) und wird nach NW immer älter. Der nordwestlichste *seamount*, der Meiji-Guyot ist ein langgestrecktes Plateau, das sich etwa 2000 m über den Ozeanboden erhebt. Im Rahmen des *Deep Sea Drilling Project (DSDP, Site 192)* wurde das Alter des *seamounts* aufgrund der erbohrten Sedimentbedeckung auf Obere Kreide (~73 Ma) geschätzt (Worsley 1973, Abb. 8.2). Radiometrische Datierungen von *basement*-Gesteinen des sich südöstlich anschließenden Detroit *seamounts (Ocean Drilling Program -ODP- Site 883)* lieferten ebenfalls ein oberkretazisches Alter von 81 Ma (Keller et al. 1995, Abb. 8.4).

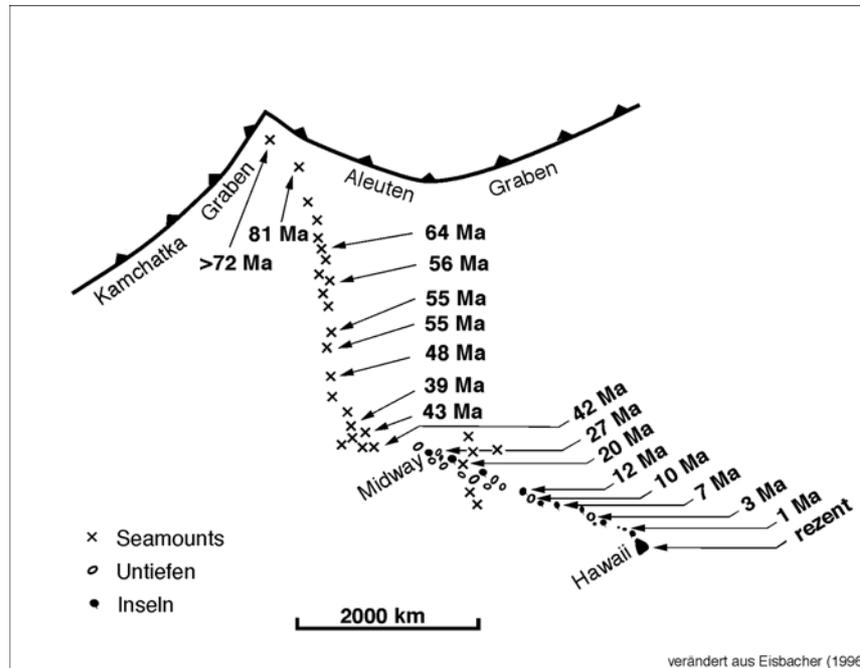


Abb. 8.1: Radiometrische Alter der ozeanischen Plateaus der Hawaii-Emperor Seamount Kette (zusammengesetzt nach Eisbacher 1996, Worsley 1973 und Keller et al. 1995).

Der Knick in der sonst linearen Emperor Seamount Kette markiert den Wechsel der Bewegungsrichtung der Pazifischen Platte vor etwa 40 Ma. Über das Alter der ozeanischen Kruste, welcher er aufsitzt, kann nur spekuliert werden, da in diesem Bereich keine direkten Datierungen oder Informationen über magnetische Streifenmuster vorliegen. Klar ist, daß südlich der Emperor Transformstörung die subduzierte Kruste älter ist als im Bereich nördlich der Kronotsky Halbinsel (Abb. 8.2). Die ozeanische Kruste im Bering Meer ist oligozänen Alters und im Komandor Becken vermutlich miozänen Alters (Baranov et al. 1991). Die NE-SW verlaufenden magnetischen Anomalien verdeutlichen, daß sich das Komandor Becken in nordwest-südöstlicher Richtung öffnete. Die Ursachen für die Öffnung und der Zusammenhang mit der Konvergenz des Aleutenbogens sind unklar.

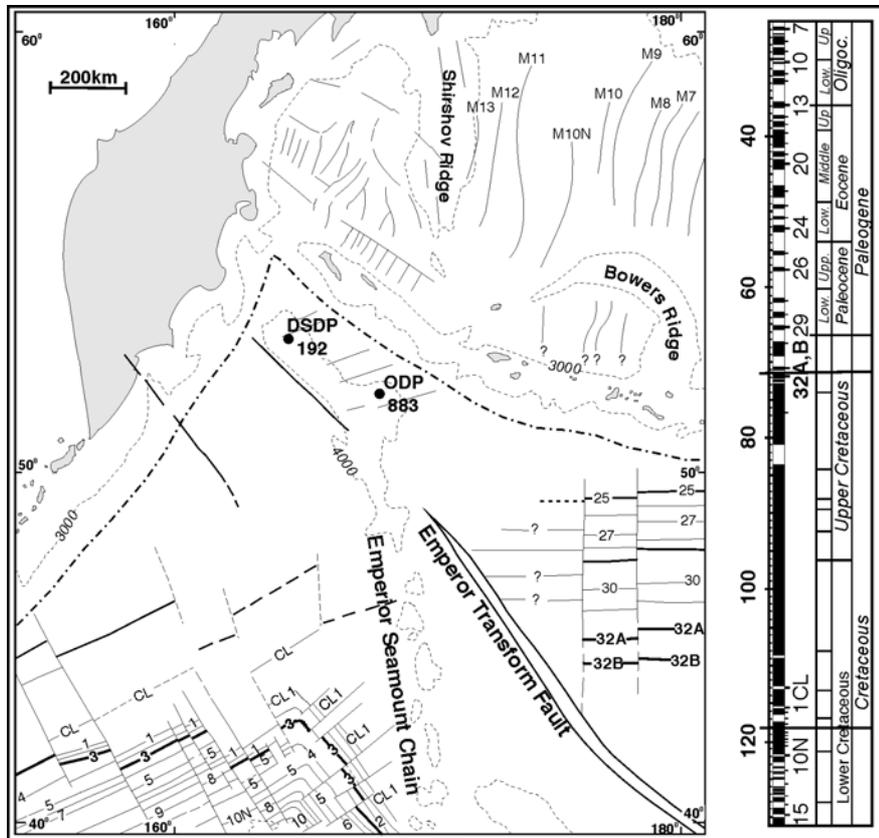


Abb. 8.2: Magnetische Streifenmuster der ozeanischen Kruste in der Umgebung von Kamchatka (nach Seliverstov, 1998)

8.2 Modellvorstellung

Der lithologisch inhomogene Aufbau in Ost-Kamchatka läßt keine einfachen Modelle eines akkretionsdominierten Plattenrandes zu. Allochthone, z.T. exotische Gesteinsassoziationen, belegen die episodische Akkretion ozeanischer Plateaus. Eine klassische Keilgeometrie sowie assoziierte Sedimenteinheiten fehlen ganz oder teilweise. Trotzdem wurde seit der Oberen Kreide immer wieder Material dem *fore arc* der Oberplatte zugefügt, was zum Wachstum der kontinentalen Kruste führte. Neben den vulkanischen Sedimenten des Ozernov-Valangin Komplex besteht ein großer Teil des zugefügten Materials aus einem geschlossenem marinen *back arc* Becken (Vetlov-Komplex) sowie einem akkretierten und teilweise obduzierten Paläo-Inselbogen, dem Kronotsky-Shipunsky Bogen. Die Oberplatte wächst hauptsächlich durch die

Akkretion und Amalgamation ozeanischer Einheiten. Folglich kann Ost-Kamchatka als orogener Keil betrachtet werden.

Während über die Mechanik und Dynamik der Prozesse in ‚klassischen‘ Akkretionskeilen detaillierte Erkenntnisse vorliegen (z.B. Davis et al. 1983, Moore 1989), sind Akkretionsprozesse unter Einbeziehung von ozeanischen Plateaus oder exotischen Terranen nur wenig untersucht. Von Huene & Scholl (1991) liefern ein Modell zur Subduktion des Erimo Seamounts im südlichen Kurilengraben (Abb. 8.3).

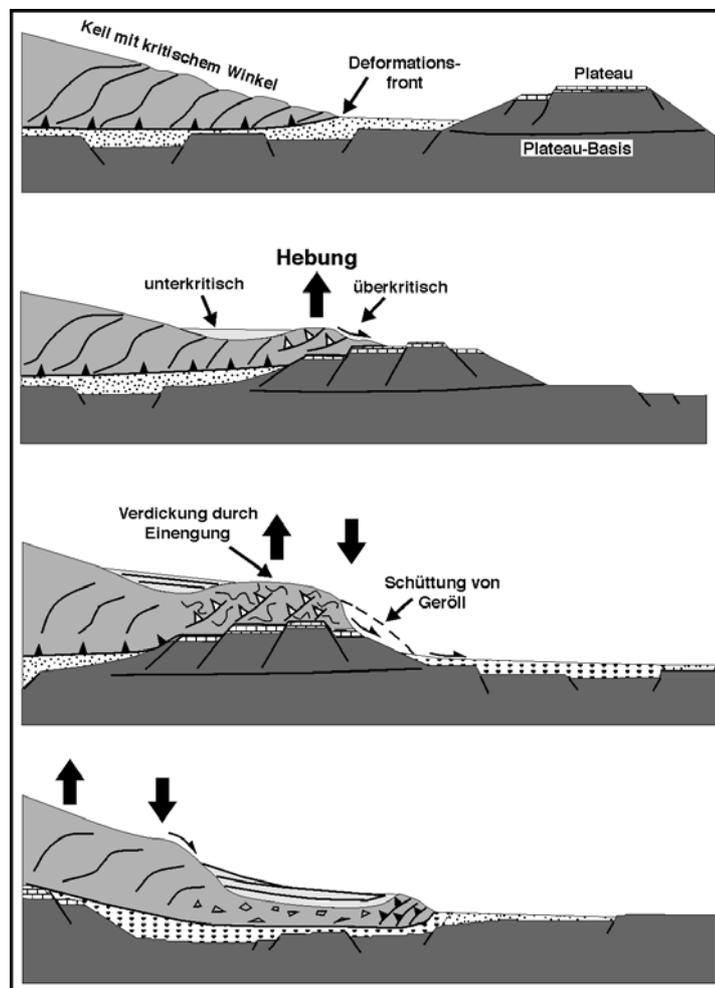


Abb. 8.3: Subduktion eines ozeanischen Plateaus. Durch Subduktionserosion wird der vordere Teil des Keiles dünner, die erodierten Sedimente subduziert (von Huene & Scholl 1991).

Wie in dem Modell nach von Huene & Scholl (1991) deutlich wird, entstehen in der Oberplatte Hebungs- und Subsidenzdomänen durch die Subduktion eines *seamounts*. Die Hebungsgebiete wandern mit dem subduzierten *seamount* in Richtung des magmatischen Bogens. Das Wandern der Hebungsgebiete kann durch Spaltspurenthermochronologie nachvollzogen werden. Ein Teil der Sedimente des Keils werden erodiert und subduziert und somit dem System entzogen. Mit dieser Arbeit kann gezeigt werden, daß die Kollision von Inselbögen oder großer Terrane (Kronotsky-Shipunsky Terran) zu regionalen Deformationsereignissen führen und die mit der Kollision in Verbindung stehenden Hebungsereignisse sich großräumig mit Spaltspurenthermochronologie nachweisen lassen.

Gewöhnlich läuft die Subduktion von ozeanischer Kruste weitgehend spannungsfrei ab (*low-stress* Subduktion). Widersetzt sich aber ein *seamount* der Subduktion, erhöht sich die Spannung in der Ober- sowie in der Unterkruste. Der sich anlagernde Terran komprimiert und versteilt den bisherigen Akkretionskeil, wodurch der Keil in einen überkritischen Zustand übergeht. Wird durch die Oberplatte genügend Spannung in den back-arc Bereich übertragen, kann sich das *back arc* Becken schließen. Man spricht in diesem Falle von einer *high-stress* Subduktion.

Vergrößert sich die Spannung weiter, kann die Subduktionszone ihre Richtung ändern oder sich verlagern: Vor dem Terran entsteht eine neue Subduktionszone (Abb. 8.4). Das Terran selbst ist nun Oberplattenmaterial. An dem sich neu bildenden Akkretionskeil kann weiteres Krustenmaterial abgeschabt werden und sich als Ophiolite an die Oberplatte anlagern. Durch die veränderte Geometrie entsteht ein neuer magmatischer Bogen und ein neues *back arc* Becken. Dieser Prozeß kann sich in geologischen Zeiträumen mehrfach wiederholen und auch eine Änderung der Subduktionsrichtung ist mehrfach möglich.

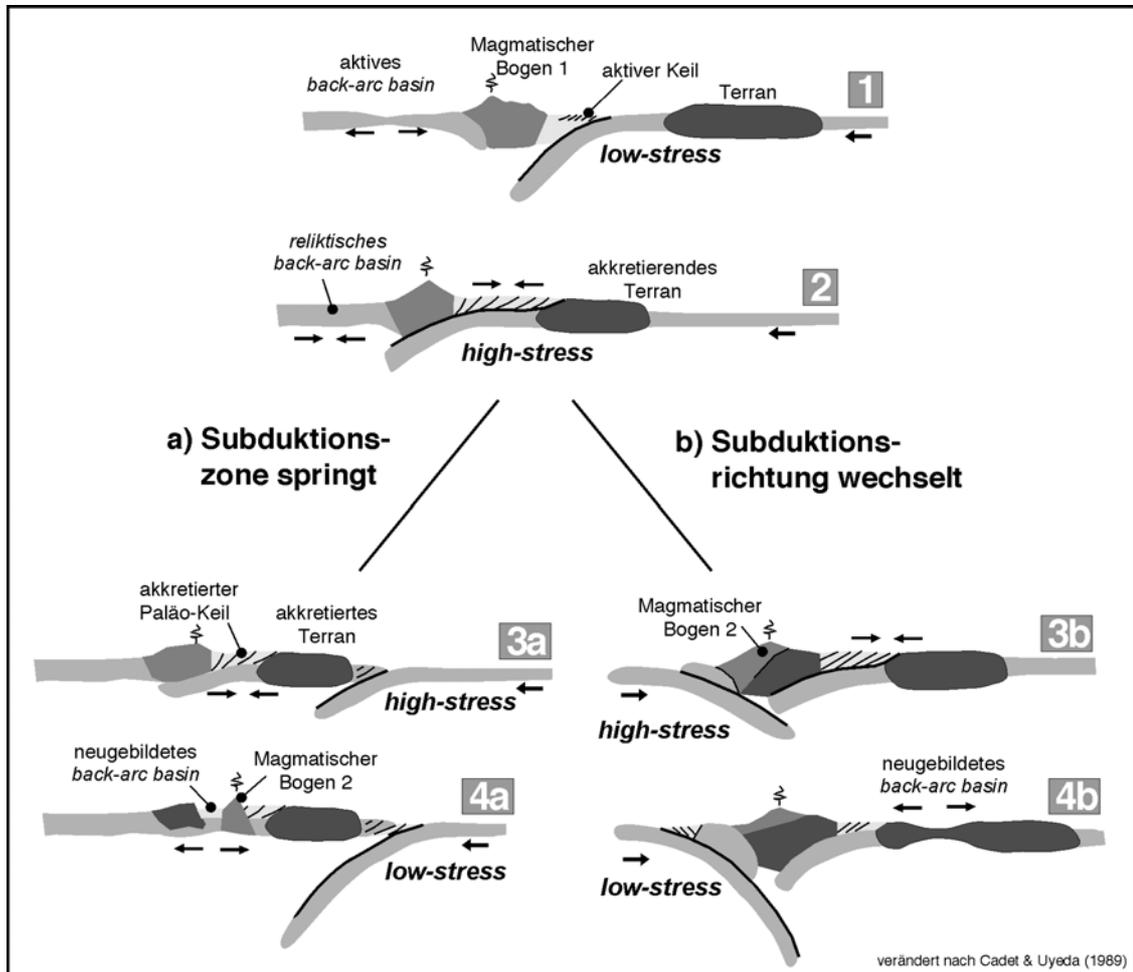


Abb. 8.4: Verlagerung einer Subduktionszone durch „*high stress* Subduktion“. Der angelieferte Terran wird a) zur Oberplatte hinzugefügt und die Subduktionszone springt oder b) zum *basement* eines neuen *back arc* Beckens, wobei sich die Polarität der Subduktion ändert (verändert nach Cadet & Uyeda, 1989).

Mit dieser Arbeit kann nachgewiesen werden, daß der Akkretionsmodus im Konvergenzbereich vor Kamchatka mindestens zweimal wechselte. Der erste Zyklus von einer *low-stress* zur *high-stress* Subduktion wurde während der Bildung des Kronotsky-Shipunsky Terrans im Vetlov Subduktionssystem im Oligozän nachgewiesen. Der zweite Zyklus im Oberen Miozän wurde durch die Kollision des Kronotsky-Shipunsky Terrans mit Kamchatka ausgelöst. Ein dritter Zyklus steht mit der Anlagerung von Teilen der Emperor Seamount Kette bevor.

8.3 Kollision von Terranen in anderen Gebieten: Das Ontong-Java Plateau

Anlagerung von Terranen, Polaritätswechsel, das Abreißen von subduzierenden Platten und Springen des Tiefseegrabens sind bei dem Subduktionsprozeß von alter, vornehmlich im westlichen Pazifik vorkommender ozeanischer Kruste recht häufig. Im SW-Pazifik kommt es durch die Kollision der Pazifischen mit der Indisch-Australischen Platte zur Anlagerung und teilweisen Obduktion des Ontong-Java Plateaus (OJP) an die Salomoninseln. Modelle dieser Kollision werden im Folgenden kurz beschrieben und mit den Kollisionsprozessen auf Kamchatka verglichen.

8.3.1 EIGENSCHAFTEN UND GROSß-STRUKTUREN DES OJP

Das Ontong-Java Plateau ist mit einer Größe von $1,5 \times 10^6 \text{ km}^2$ (etwa die Größe von Alaska) das größte ozeanische Plateau weltweit (Kroenke 1972). Die Oberfläche des Plateaus erhebt sich im zentralen Teil auf etwa 1700 m unter dem Meeresspiegel und liegt im Mittel bei Wassertiefen von etwa 2 bis 3 km. Das Plateau wird begrenzt durch das Lyra-Becken im Nordwesten, das östliche Mariannenbecken im Norden, das Nauru-Becken im Nordosten und das Ellice-Becken im Südwesten (Abb. 8.5). Mit seiner südlichen und südwestlichen Flanke ist das OJP mit den Salomonischen Inseln kollidiert und befindet sich nun an der Grenze zwischen der Australischen und Pazifischen Platte. Über weite Teile ist die Oberfläche des Plateaus flach, einige große *seamounts* sitzen ihm auf.

Im Norden und Nordosten bilden zahlreiche Horst- und Grabenstrukturen die Grenze zu den umgebenden Becken (Berger et al. 1992). Der Falten- und Überschiebungsgürtel am Süd- und Südwestrand des OJP, das Malaita-Akkretionssystem, sind mit der Kollision mit den Salomonischen Inseln assoziiert (Pettersen et al 1997). Weite Teile des OJP weisen durch seismische und seismisch-gravimetrische Untersuchungen eine enorme Krustenmächtigkeit im Bereich von 25 bis 37 km auf (Gladczenko et al. 1997, Richardson et al. 2000).

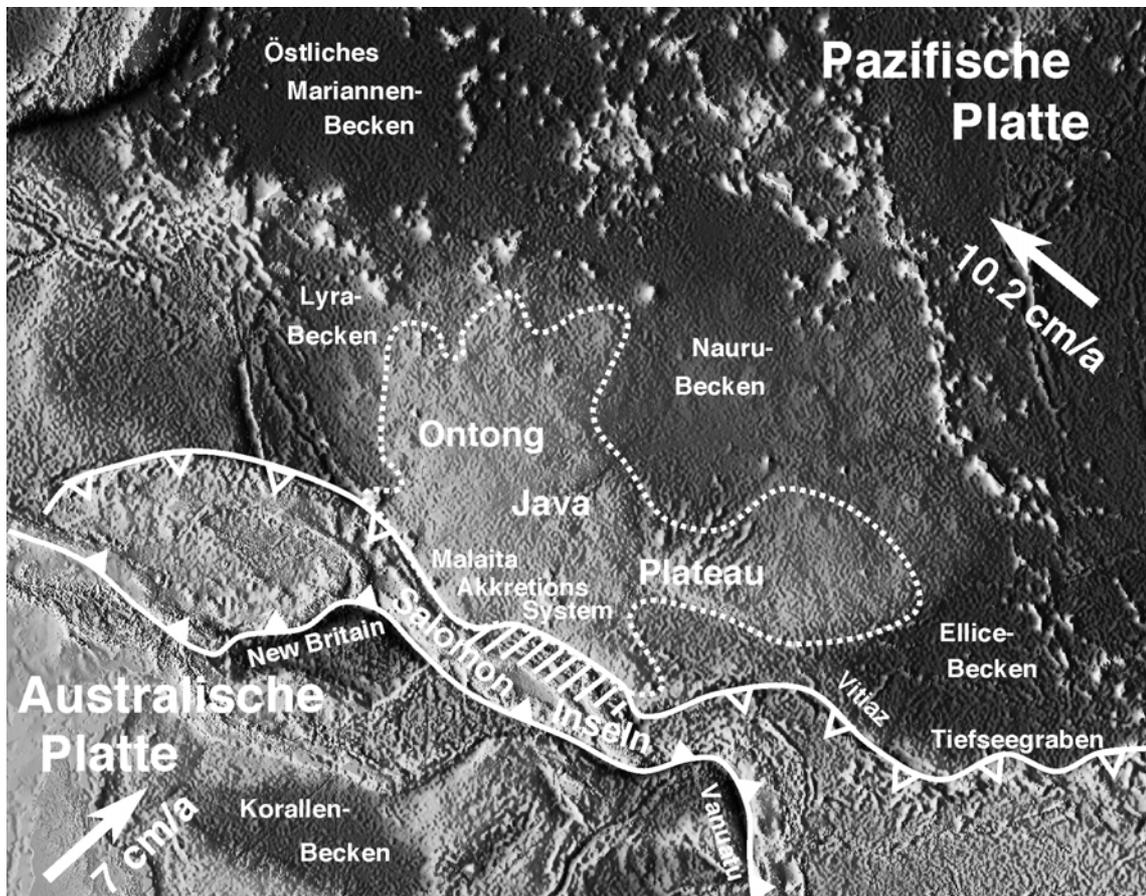


Abb. 8.5: Topographische Karte der Salomonischen Inseln und des Ontong-Java Plateaus [Quelle 2.7]. Die Salomonischen Inseln bilden ein Inselarchipel und sind Teil des Melanesischen Bogensystems. Das Malaita-Akkretions-System besteht aus einem obduzierten Teil des Ontong-Java Plateaus (OJP). Ein Großteil des OJP befindet sich nördlich des Vitiáz-Tiefseegrabens. Im Süden und Südwesten des OJP befinden sich zahlreiche Becken (z.B. New Britain *basin*) und kleinere Plateaus. Man beachte den großen Winkel der Kollision zwischen der Australischen und der Pazifischen Platte (interpretiert nach Petterson et al. 1999).

8.3.2 ENTSTEHUNG UND TEKTONISCHER RAHMEN

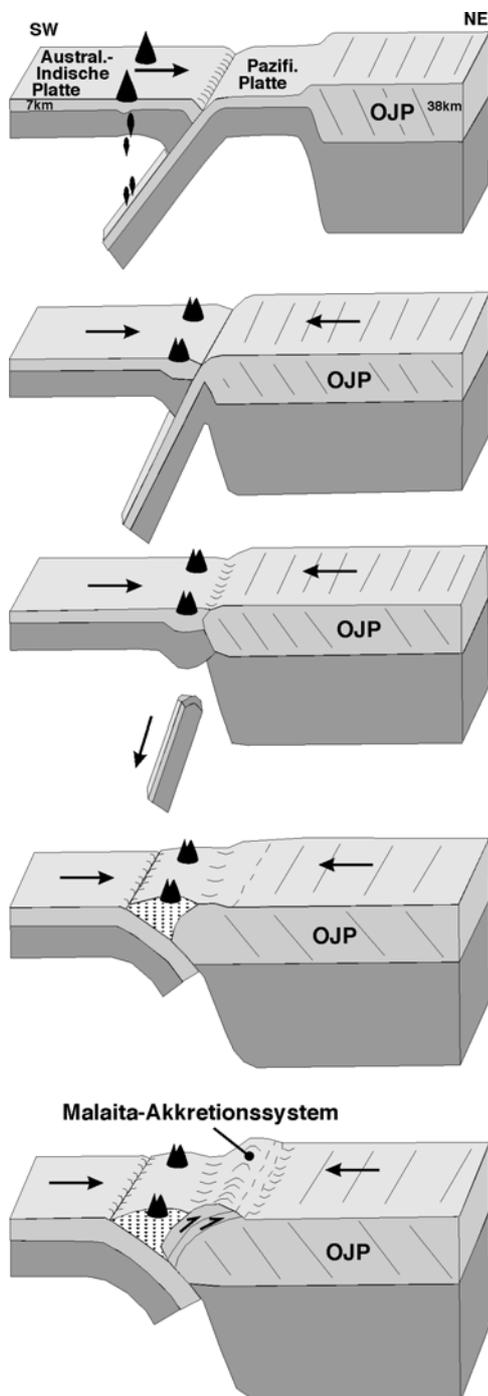
Die ursprüngliche tektonische Position des OJP ist in einigen Punkten unklar, da klare magnetische Lineationen im Plateau oder der direkten Umgebung fehlen. Blockbildende Störungssysteme im zentralen Bereich des OJP, die als NNE streichende Transformstörungen interpretiert wurden, führten zu der Annahme, das Plateau sei an einem WNW streichenden

mittelozeanischen Rücken (Hussong et al. 1979) oder an einem Tripelpunkt (Hilde et al. 1977) entstanden.

Neuere Untersuchungen favorisieren den Louisville *hot spot* (heute bei etwa 50° südlicher Breite) als Entstehungsort des OJP (Richards et al. 1991, Tarduno et al. 1991). Von dem Louisville Rücken, einer Inselbogenkette die von dem Louisville *hot spot* gebildet wurde, existieren gedredgte Proben von Lavaergüssen der letzten 70 Ma. Sie zeigen aber eine andere Isotopenzusammensetzung als das OJP (Mahoney et al. 1993). Weiterhin zeigt eine plattentektonische Rekonstruktion die Plateauentstehung etwa 10 bis 15° nördlich des hot spot an (Neal et al. 1997). Die genaue Entstehungsgeschichte ist also nicht vollständig geklärt.

Als gesichert gilt das Alter der Entstehung. Zwei Hauptschübe von Lavaergüssen um 122 Ma und 90 Ma, datiert durch die ^{40}Ar - ^{39}Ar -Methode, markieren den größten Volumenzuwachs (Teyada et al. 1996, Mahoney et al. 1993). Das OJP entstand also in der Unteren Kreide und erfuhr einen weiteren Wachstumsschub in der Oberen Kreide.

Nach einem langen, ungehinderten Transport auf der Pazifischen Platte nach Norden und Nordwesten kollidiert im Neogen das Ontong-Java Plateau mit dem Vitiaz-Subduktionssystem (Abb. 8.6). Dort wurde mindestens seit dem Eozän ozeanische Kruste in südwestlicher Richtung subduziert. Der eigentliche Kollisionsprozess führt nicht zur Deformation, er wird als „weiche Kopplung“ interpretiert (Pettersen et al. 1999). Nach der Kollision kommt es zum Wechsel der Subduktionsrichtung von SW nach NE und zur damit verbundenen Bildung eines neuen Tiefseegrabens, dem New Britain Graben (Abb. 8.6). Dieser Polaritätswechsel führt zur starken Deformation des Malaita-Akkretionskeils im Miozän und Pliozän (Pettersen et al. 1997). Der große Teil des OJP scheint sich der Subduktion weitgehend zu widersetzen (Cloos 1993, Abbott & Mooney 1995), aber aus seismischen Erkundungen ist die Subduktion von Teilen der unteren Krustenstockwerke des OJP nachgewiesen (Mann et al. 1996).



Eozän: Beginn der SW-gerichteten Subduktion der Pazifischen Platte und Bildung des Vitiaz-Bogens

~25-20 Ma: Annäherung des OJP an den Tiefseegraben. Das Fehlen von Kompression weist auf geringe, weiche Kopplung hin. Der vulkanische Bogen wird inaktiv, vermutlich durch einen versteilten Subduktionswinkel.

~20-15 Ma: Der SW-abtauchende Slab bricht teilweise ab. Kein subduktionsbezogener Vulkanismus.

~12 Ma: Polaritätswechsel der Subduktion nach NE. Der San Cristobal/New Britain Tiefseegraben wird gebildet.

6 Ma: Beginnender Inselbogenvulkanismus im S der Salomoninseln.

~4-2 Ma: Das Malaita-Akkretionssystem wird gebildet und über den Meeresspiegel gehoben. 30% Verkürzung deuten auf starke Kopplung des Systems. Rücküberschiebungen bilden vertikale Stapel und Duplexstrukturen im Malaita-Akkretionskomplex.

Abb. 8.6: Tektonisches Modell der Entwicklung der salomonischen Terrane vom Eozän bis heute (nach Petterson 1999 und Babbs 1997).

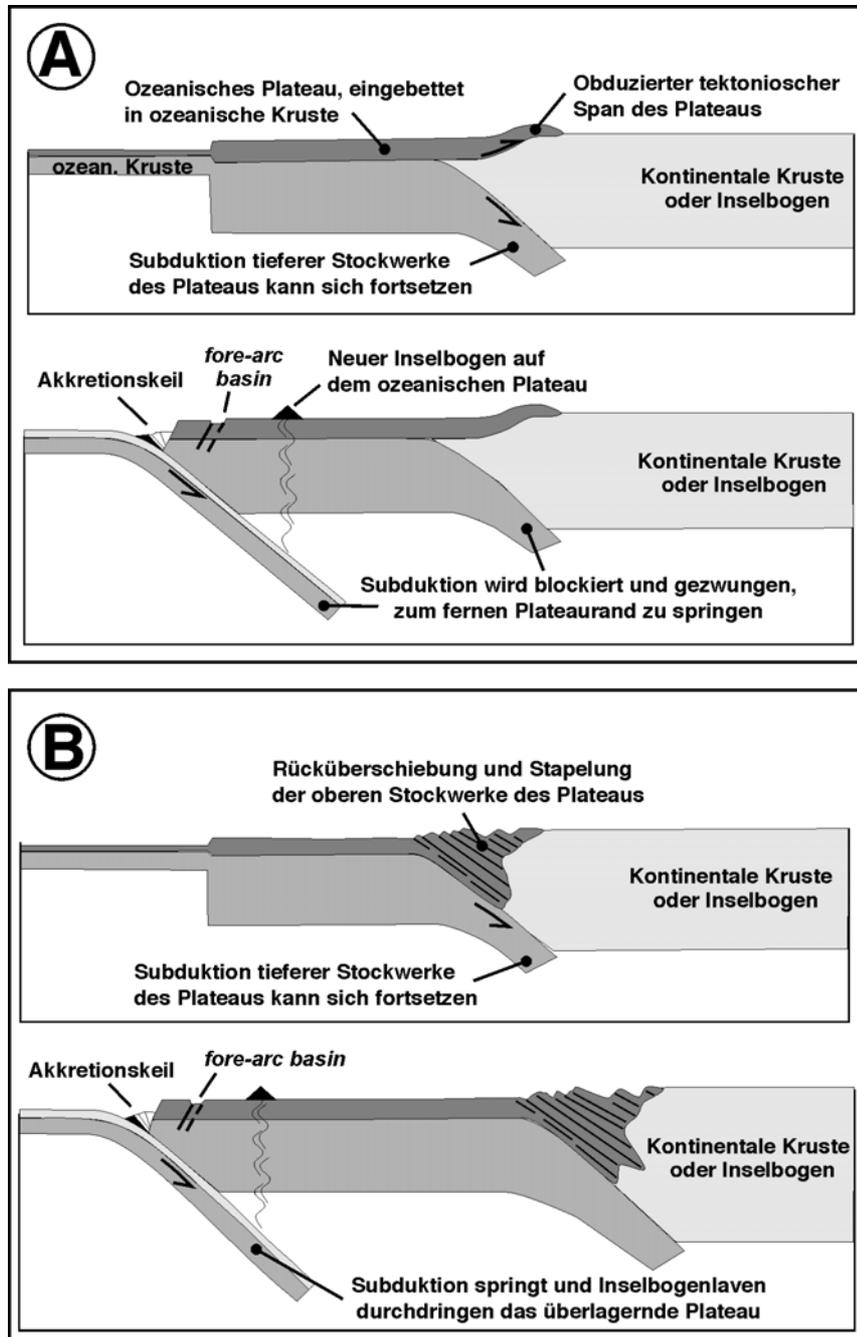


Abb. 8.7: Zwei Modelle für die Obduktion von ozeanischen Plateaus am Beispiel des OJP. A zeigt ein Modell von Petterson (1997), in dem sich das Plateau in zwei Teile aufspaltet: Der obere Teil wird obduziert, der untere Teil subduziert. B zeigt ein erweitertes Modell von Petterson (1999), welches geophysikalische Erkenntnisse zur Unterscheidung von gestapelter ozeanischer Kruste berücksichtigt (Miura et al. 1996). Die jeweils unteren Abbildungen zeigen die mögliche zukünftige Entwicklung mit einer ozeanwärts springenden Subduktionszone.

8.4 Kronotsky-Shipunsky und Ontong-Java: Ein Vergleich

Der Kollision des Kronotsky-Shipunsky Terrans und des Ontong-Java Plateaus liegt ein gemeinsamer geologischer Prozeß zugrunde: In beiden Fällen kollidiert eine von ozeanischer Kruste getragene, submarine Erhebung mit einem Inselbogen. Dabei scheint es keine Rolle zu spielen, ob die Erhebung entweder über einem *hotspot* oder am Rande eines mittelozeanischen Rückens entstand, oder ob es sich um einem alten Inselbogen handelt. Die geologische Entwicklungsgeschichte des Plateaus selbst ist also für den Kollisionsprozess unerheblich.

Infolge der Kollision widersetzen sich große Teile des Plateaus einer weiteren Subduktion. Im Verlauf der Kollision erhöht sich die Kopplung zwischen Unter- und Oberplatte, immer größer werdende Spannung baut sich auf. Schließlich kommt es, im Falle des OJP zur Aufspaltung des Plateaus in einen oberen Bereich, der auf die Oberplatte obduziert wird und in einen unteren Bereich, der teilweise weiterhin subduziert oder basal akkretiert wird (Abb. 8.7). Durch das Fehlen tieferreichender Seismik im Kollisionsbereich vor Kamchatka kann eine solche Aufspaltung des Kronotsky-Shipunsky Terrans hier nicht nachgewiesen werden, es ist also unsicher, ob tiefergelegene Teile des Terrans basal akkretieren oder subduzieren. In jedem Fall können die obduzierten Bereiche des Plateaus als exotische Terrane identifiziert werden.

Sowohl vor Kamchatka als auch im Malaita-Akkretionskomplex kommt es durch die Obduktion zur erhöhten Spannung und Kopplung zwischen Ober- und Unterplatte. Dadurch wird die für die Kollision verantwortliche Subduktionszone inaktiv, der bereits subduzierte *slap* reißt ab. Die anhaltende Konvergenz der pazifischen Platte muß durch die Ausbildung einer neuen Subduktionszone kompensiert werden. Dies wird nach Cadet & Uyeda (1989) entweder durch das ozeanwärtige Springen des Subduktionszone oder durch einen Wechsel der Polarität der Subduktion realisiert (vgl. Abb. 8.4). Im Falle von Kamchatka springt die Subduktionszone ohne Polaritätswechsel nach SE und bildet dort die rezente Tiefseerinne und den östlichen vulkanischen Bogen (Abb. 7.2, 4-6). Vor den Salomonischen Inseln kommt es zum Polaritätswechsel: die nach SW gerichtete Subduktion entlang der Vitiaz-Tiefseerinne kommt zum Stillstand, eine neue NE-gerichtete Subduktionszone entsteht entlang des New Britain Tiefseegrabens (Abb. 8.5 und 8.6). Springende und ihre Richtung ändernde Subduktionszonen können sich an selber Stelle mehrfach wiederholen und so ein kompliziertes Muster exotischer Terrane mit unterschiedlichen Eigenschaften und Herkunft generieren (Pettersen et al. 1999).

Eine weitere Gemeinsamkeit ist die zeitliche Synchronität der Kollisionsereignisse. Der Polaritätswechsel und die Bildung der ersten Vulkanite der neuen Subduktion vollzieht sich auf den Salomonischen Inseln zwischen ~12 und ~6 Ma. An der Ostküste Kamchatkas wird mit dieser Arbeit das kollisionsbezogene Hebungsereignis auf ~10 bis 5 Ma datiert.

Der auffälligste Unterschied zwischen der Kollision des OJP und des Kronotsky-Shipunsky Terranes sind die unterschiedlichen Konvergenzrichtungen und -raten zwischen den kollidierenden Platten. Während das OJP in sehr spitzem Winkel und langsam gegen die Indisch-Australische Platte konvergiert (Abb. 8.4), ist die Konvergenzrichtung des Kronotsky-Shipunsky Terranes über lange Zeiträume nahezu orthogonal und die Konvergenzraten sind hoch (Abb. 3.1). Auch spielt die unterschiedliche Größe der jeweils kollidierenden intra-ozeanischen Erhebungen vermutlich eine entscheidende Rolle. Kleine Plateaus werden leichter vollständig subduziert, während größere Volumen eher zur Kollision und Obduktion neigen (Howell 1987). Um weitere Parameter zur vergleichenden Analyse der Kollisionsprozesse auf Kamchatka, insbesondere auch der rezenten Kollision von Krustensplittern des Aleutenbogens mit Kamchatka, heranzuziehen, müssten hochauflösende seismische Untersuchungen der unteren Krustenstockwerke des Kollisionsbereiches durchgeführt werden.

8.5 Zusammenfassung

- Durch Spaltspurenuntersuchungen in Apatiten an einem aktiven Kontinentalrand läßt sich seine Hebungsgeschichte rekonstruieren. Geodynamische Prozesse wie Akkretion, Erosion und Exhumierung können rekonstruiert werden.
- Der aktive Kontinentalrand von Kamchatka ist mindestens seit der Oberen Kreide akkretionsdominiert.
- Die Oberkruste auf Kamchatka wächst durch basale und frontale Akkretion. Das akkretierte Material sind hauptsächlich Terrane wie ozeanische Sedimentbecken, exotische Terrane und ozeanische Plateaus bzw. *seamounts*.
- Die Kollision des Kronotsky-Shipunsky Terrans findet im Oberen Miozän, vor etwa 9 Ma statt
- Die Breite des Vetlov Beckens im Eozän kann in Übereinstimmung mit paläomagnetischen Untersuchungen mit etwa 2200 km angegeben werden.
- Die Paläo-Plattengeschwindigkeit der Pazifischen Platte war im Unteren und Mittleren Miozän mit 10 cm/a gegenüber rezenten 8 cm/a leicht erhöht.
- Der größte Volumenzuwachs der Oberplatte seit dem Oligozän war die Akkretion des Kronotsky-Shipunsky Bogens im Oberen Miozän.
- Rezent kollidieren Inselbogenfragmente des Aleutenbogens mit Kamchatka. Das führt zu weiterem Krustenwachstum durch Inselbogenkollision.
- Durch die rezente Kollision wird die Oberplatte auf der Kamchatka Cape Halbinsel verkürzt, was zur Exhumierung der überdeckenden Sedimente führt.
- Die Grenze der Pazifischen Platte zur Nordamerikanischen Platte ist keine diskrete Fläche, sondern besteht vielmehr aus einem System mehrerer aktiver, dextralen Bruchzonen. Entlang dieser Bruchzonen kommt es zum *strain partitioning*.

Abbildungsverzeichnis

Abb. 2.1: Beziehung zwischen der Orientierung der Hauptspannungsrichtungen σ_1 , σ_2 und σ_3 und der unterschiedlichen Kinematik idealer Störungstypen. a) Abschiebung mit der größten Hauptspannungsrichtung σ_1 senkrecht, b) Überschiebung mit der kleinsten Hauptspannungsrichtung σ_3 senkrecht und c) Blattverschiebung mit der mittleren Hauptspannungsrichtung σ_2 senkrecht. Verändert nach Angelier (1989, 1984) und Hafner (1951).

Abb. 2.2: (a) Spontane Spaltspuren auf der Oberfläche eines angeschliffenen und geätzten Apatits (99-13, Einzelkorn# 17, $N_s=7$, Einzelkornalter 9.7 ± 3.8 Ma); (b) Durch Bestrahlung induzierte Spaltspuren auf der Oberfläche der entsprechenden Stelle des externen Detektors (Glimmerblättchen, 99-13 DetectorPrint #17, $N_s=143$, mittleres Probenalter: 7.3 ± 1.1 Ma); (c) Begrenzte Spur (*confined track*) an einem Mineraldefekt (*track in crack*); (d) *confined tracks*, die andere Spuren kreuzen (*track in track*).

Abb. 2.3: ζ -Werte der analysierten Standards mit 1σ -Fehlerbalken. Die durchgezogene Linie markiert den ζ -Wert, die gestrichelten Linien den 1σ -Fehler von ζ .

Abb. 2.4: Ein zur Bestrahlung fertiges Präparat einer Spaltspurprobe mit externem Detektor. Im Reaktor hat das Glimmerblättchen direkten Kontakt mit den Apatiten.

Abb. 3.1: a) Digitales Höhenmodell des NW-pazifischen Raums (GTOPO30). b) Schematischer Überblick über die plattentektonische Situation in der Umgebung Kamchatkas. Die Bewegungsrichtung der PAC ist durch die Pfeile dargestellt. Die Subduktionsrichtung ist im Kurilen-Kamchatka-Graben orthogonal, im Aleuten-Graben von orthogonal im Osten, über schief im Zentralen Teil (südlich des Bowers Rücken) bis hin zur dextralen Blattverschiebung im westlichen Teil vor Kamchatka (Komandorsky Scherzone).

Abb. 3.2: Übersicht über die wichtigsten geologischen und strukturellen Einheiten von Kamchatka und des angrenzenden Aleutenbogens. Der mosaikartige Aufbau, besonders Ost-Kamchatkas, wird deutlich. Die Rechtecke markieren die Arbeitsgebiete.

Abb. 3.3: Schematische geologische Karte von Ost-Kamchatka (ohne pliozäne Überdeckung). Die gürtelförmig angeordneten Einheiten sind erkennbar. Auf der Kronotsky Halbinsel wird der Kontakt zwischen dem Vetlov Terran und dem Ozernov-Valangin Terran weitgehend von miozänen Beckensedimenten überdeckt (nach Alexeiev, 1999).

Abb. 4.1: Geologische Karte der Kumroch Range in Höhe des Kamchatka Flusses. Die Lage des Profilschnittes (A-B) ist gekennzeichnet. Die Spaltspurenalter mit Probennummern sind in Kästchen angegeben. (M) bedeuten Mischalter. Zur Lage des Kartenausschnittes siehe Abb. 2.2 (Karte auf der Grundlage von Tsukanov, 1991 sowie eigener Kartierung).

Abb. 4.2: Geologisch-strukturelles Profil durch die Kumroch Range (eigene Kartierung).

Abb. 4.3: Typisches Beispiel aus der Khapit-Formation. Saiger stehende Andesitlagen (dunkel) wechseln mit helleren Tuffitlagen. Deutlich ist eine Bruchschieferung S_1 von link unten nach rechts oben zu erkennen (durchgezogene Linien), weniger deutlich eine zweite Bruchschieferung S_2 senkrecht darauf (gestrichelte Linien). Die Schichtung ist S_0 .

Abb. 4.4: Stratigraphische Einordnung der Sedimente der Kumroch Range (Zusammengesetzt aus eigenen Beobachtungen sowie Arbeiten von Bogdanov et al., 1991, Zinkevich et al., 1992, Tsukanov, 1991, Zinkevich & Tsukanov, 1993; Filatova & Vishnevskaya, 1997)

Abb. 4.5: Beispiel der Drozdov-Formation. Elongierte Sandsteinboudins (Ss) in siltig-toniger Matrix. Der Schichtverband beginnt sich aufzulösen. Der Bewegungssinn ist „top to right“.

Abb. 4.6: Monotone Sandsteinfolge der Stanislav-Formation in der östlichen Kumroch Range. Anders als im Westen, sind die Sandsteine hier massig und strukturarm ausgebildet. Oft ist die Schichtung (S_0) trotzdem erkennbar.

Abb. 4.7: Tektonisch Beanspruchter Block der Vetlov-Formation. Geringmächtige Wechselfolge von quarzitischem Siltstein und feinkörnigen Tuffiten mit eingearbeiteten Konkretionen aus quarzitischem Siltstein (qSs). Die Schichtung S_0 ist gut zu erkennen und eine Bruchschieferung S_1 ist parallel zu Bewegungsflächen angelegt.

Abb. 4.8: Tholeiitischer Basalt (B) neben grauem Chert (Ch). Der Basalt ist stark alteriert und zerschert, der Chert massig und strukturlos.

Abb. 4.9: Typisches Beispiel der unteren Tyushev-Serie. Wechselfolge von groben und feinen, schlecht gerundetem Sandstein. Häufig treten Winkeldiskordanzen auf. Bei der Falte handelt es sich nicht um tektonische Deformation, sondern um eine Rutschung im unverfestigten Sediment (*soft sediment slumping*).

Abb. 4.10: Die zeitliche Einordnung und strukturelle Merkmale der Deformationsphasen D1 bis D4 in der Kumroch Range. Dargestellt sind jeweils a) die Pole der Schichtflächen, b) die Pole und Bewegungsrichtung der Störungsflächen, c) der Tensor des Paläospannungsfeldes sowie d) die räumliche Anordnung der Störungsflächen in einem Horizontalschnitt. Die Orientierung des Kamchatka Tiefseegrabens ist als Referenz mit angegeben.

Abb. 4.11: Darstellung der Einzelkörner der Proben mit Mischaltern im N_s/N_i -Diagramm. Das Verhältnis N_s/N_i der separierten Mischaltern (die Steigung) und das zugehörige ζ -Alter ist angegeben.

Abb. 5.1: Hauptstrukturen und Störungsmuster im Aleuten-Kamchatka Kreuzungsbereich (vereinfacht nach Gaedicke et al., 2000). Die Pazifische Platte wird orthogonal unter Kamchatka subduziert. Die Plattengrenze zwischen der PAC und dem Bering Meer ist ein kompliziertes System, bestehend aus mindestens vier dextralen Blattverschiebungen und wird als Komandorsky Scherzone (KSZ) bezeichnet. Einige Zweige der submarinen Hauptstörungen setzen sich auf der Kamchatka Cape Halbinsel fort. Das Rechteck markiert die Lage und Position von Abb. 5.2.

Abb. 5.2: Vereinfachte geologische Karte der Kamchatka Cape Halbinsel mit den strukturellen Hauptmerkmalen (eigene Kartierung auf Grundlage von Zinkevich & Tsukanov, 1993). Die Zahlen in Kreisen zeigen die Lokationen der Spaltspuren-Proben, die Zahlen in den Rechtecken sind die Apatit-Spaltspurenalter der Sedimentgesteine. Beachte Lokation und Orientierung von Abb. 5.4.

Abb. 5.3: Wichtigste stratigraphische Einheiten auf der Kamchatka Cape Halbinsel. Die Gesteine der Kreide bauen den zentralen und südwestlichen Teil der Halbinsel auf, während die paläogenen Sequenzen vorwiegend im Norden zu finden sind. Die stratigraphische Position der gewonnenen Proben zur Spaltspurenanalyse und die Probennummern sind durch Pfeile gekennzeichnet (eigene Beobachtungen modifiziert nach Fedorchuk, 1989 und Zinkevich, 1993).

Abb. 5.4: (a) Luftbildaufnahme der landwärtigen Fortsetzung der Pikezh Störung. Die drei formgleich gebogenen Blattverschiebungen des Pikezh Störungssystems mit ihrer terminierenden Überschiebung sind deutlich sichtbar. Die nordost-streichende Struktur ist mit einem Zweig der Bering Bruchzone verbunden. Beide Systeme trennen den Cape Africa Block vom Rest der Halbinsel. (b) Geologische Karte und Interpretation der Strukturen des Gebietes. Die gefundenen Spaltspurenalter sind angegeben. (c) Schematisches Profil durch das Perevalna Tal und die Pikezh Störung.

Abb. 5.5 (a): Blick nach Osten über die dextrale Pikezh Blattverschiebung. Die Störung erscheint als ein übersteiltes, V-förmiges Tal, welches die Täler kleinerer Bäche anschneidet und dextral versetzt.

Abb. 5.5 (b): Blick vom Liegenden auf die Überschiebung (closed valley). Der Versatz der Störung hat die Abflüsse mehrerer kleiner Bäche geschlossen. Die angelieferten Gerölle werden direkt vor dem Hang abgelagert und bilden dort sehr ebene Flächen. Die Pfeile markieren die früheren, heute angehobenen und trockenen Flußläufe. al = alluviale Ablagerungen.

Abb. 5.6: (a) Typischer Küstenaufschluß in der Pikezh Zone. Tektonische Melange aus Linsen von Diabas, Gabbro, Pikezh Sandstein und pliozänen bis quartären, groben Sandsteinen der Olkhov Formation. Die Matrix besteht aus weichem, grünlichen quarzitischem Mergel. Römische Zahlen entsprechen den Einheiten in Abb. 5.3. **(b)** Größerer Block aus pliozänen Gesteinen, der in unterpaläozäne Sedimente entlang zweier nach Norden einfallender Störungen inkorporiert wurde. **(c)** Stereographische Projektion (untere Halbkugel, flächentreu) gemessener Harnischlineationen im Küstenbereich der Pikezh Zone. Die fünf Einzelmessungen (Großkreise; Bewegungsrichtung durch Pfeile dargestellt) variieren um eine mittlere dextrale Bewegungsfläche, die nach 140° SE streicht. Der gestrichelte Großkreis zeigt die zwei Störungen aus 5.6 (b), senkrecht zum Streichen der Störung. Lokationen siehe Abb. 5.4.

Abb. 5.7 (a-c): Störungen mit kleineren Versatzbeträgen in alluvialen Sedimenten im oberen Abschnitt des Perevalna Fluß. Die Störungen zeigen meist ein kompressives Muster (Abb. 5.4 für Lokationen).

Abb. 5.8: Spaltspuren-Längendaten und modellierter tT-Pfad der Proben #6 und #9. Mindestens drei Phasen von erhöhter tektonischer Hebung können unterschieden werden. Die hellgrauen Intervalle zeigen das Spaltspurenalter der Proben #9, #5 und #6 sowie #7 und #8 mit ihren Fehlern. Modelliert wurde mit der Software AFTSolve[®] von Donelick & Ketcham 2000 [Quelle5.1]. Das Programm benutzt einen „genetischen Algorithmus“ (Gallagher et al. 1991, Gallagher & Sambridge 1994). Der Modellierung liegt das *Durango Annealing Model* von Laslett et al. 1987 zugrunde.

Abb. 5.9: Schematisches Exhumierungsmuster auf der Kamchatka Cape Halbinsel. Die Exhumierung und der *strain* sind in der Pikezh Zone am größten und nehmen nach Norden hin ab. Die großen Blattverschiebungen der Komandorsky Scherzone teilen eigenständige tektonische Blöcke ab. Die Zahlen geben die mittleren Exhumierungsraten in mm/a an.

Abb. 6.1: Geologische Karte der Kronotsky Halbinsel. Die Spaltspurenalter sind angegeben (M=Mischalter).

Abb. 6.2: Stratigraphischer Überblick über die Sedimente der Kronotsky Halbinsel. Die Position der Spaltspurenproben ist mit Punkten gekennzeichnet (eigene Beobachtungen, nach Bakhteev et al., 1997)

Abb. 6.3: Strukturelle Merkmale der Eozänen Sandsteinformation: a) Pole der Schichtflächen, b) Pole der Bewegungsflächen mit Bewegungsrichtung, c) Paläo-Spannungstensor und d) zugehörige Geometrie.

Abb. 6.4: Strukturelle Merkmale der Tyushev Beckensedimente. (a) Pole der Schichtflächen, (b) Pole und Bewegungsrichtung auf Störungen, (c) errechneter Spannungstensor sowie (d) geometrische Anordnung des Störungssystems.

Abb. 6.5: Darstellung der Einzelkörner der Proben mit Mischaltern im N_s/N_i -Diagramm. Das Verhältnis N_s/N_i der separierten Mischaltern (die Steigung) und das zugehörige ζ -Alter ist angegeben.

Abb. 7.1: Zeitliche Einordnung der überlieferten post-eozänen tektonischen Ereignisse in den Gesteinen der untersuchten Arbeitsgebiete. Die grauen Felder sind Hebungereignisse. Hellgraue Felder markieren rezente Prozesse. PAC = Pazifische Platte.

Abb. 7.2 (1-6): Schema der geodynamischen Entwicklung des Plattenrandes von Kamchatka vom Oligozän bis heute im Querschnitt (nicht maßstabgetreu).

Abb. 7.3: Lage der Hypozentren von Erdbeben mit der Magnitude $>4,5$ auf Kamchatka. Das Profil in Abb. 7.4 beinhaltet alle Beben innerhalb des Rechtecks [Quelle 7.1].

Abb. 7.4: Schematisches Profil über die Terrane des Kamchatka Akkretionssystem auf Höhe der Kronotsky Halbinsel (55° N). Projektion der Hypozentren von Erdbeben mit der Magnitude >4 zwischen 56° N und 54° N auf eine NW-SE streichende Profilebene [Quelle 7.1].

Abb. 8.1: Radiometrische Alter der ozeanischen Plateaus der Hawaii-Emperor Seamount Kette (zusammengesetzt nach Eisbacher 1996, Worsley 1973 und Keller et al. 1995).

Abb. 8.2: Magnetische Streifenmuster der ozeanischen Kruste in der Umgebung von Kamchatka (nach Seliverstov, 1998)

Abb. 8.3: Subduktion eines ozeanischen Plateaus. Durch Subduktionserosion wird der vordere Teil des Keiles dünner, die erodierten Sedimente subduziert (von Huene & Scholl, 1991).

Abb. 8.4: Verlagerung einer Subduktionszone durch „*high stress* Subduktion“. Der angelieferte Terran wird a) zur Oberplatte hinzugefügt oder b) zum *basement* eines neuen *back arc* Beckens (verändert nach Cadet & Uyeda, 1989).

Abb. 8.5: Topographische Karte der Salomonischen Inseln und des Ontong-Java Plateaus [Quelle 2.7]. Die Salomonischen Inseln bilden ein Inselarchipel und sind Teil des Melanesischen Bogensystems. Das Malaita-Akkretionssystem besteht aus einem obduzierten Teil des Ontong-Java Plateaus (OJP). Ein Großteil des OJP befindet sich nördlich des Vitiaz-Tiefseegrabens. Im Süden und Südwesten des OJP befinden sich zahlreiche Becken (z.B. New Britain basin) und kleinere Plateaus. Man beachte den großen Winkel der Kollision zwischen der Australischen und der Pazifischen Platte (interpretiert nach Petterson et al. 1999).

Abb. 8.6: Tektonisches Modell der Entwicklung der salomonischen Terrane vom Eozän bis heute (nach Petterson 1999 und Babbs 1997).

Abb. 8.7: Zwei Modelle für die Obduktion von ozeanischen Plateaus am Beispiel des OJP. A zeigt ein Modell von Petterson (1997), in dem sich das Plateau in zwei Teile aufspaltet: Der obere Teil wird obduziert, der untere Teil subduziert. B zeigt ein erweitertes Modell von Petterson (1999), welches geophysikalische Erkenntnisse zur Unterscheidung von gestapelter ozeanischer Kruste berücksichtigt (Miura et al. 1996). Die jeweils unteren Abbildungen zeigen die mögliche zukünftige Entwicklung mit einer ozeanwärts springenden Subduktionszone.

Quellenverzeichnis

- [2.1] Topographische Karte der UdSSR, Kamchatka Halbinsel von 1973, 1:200.000, Neuauflage 1982. Einzusehen in der Nieders. Staats- u. Univ.- Bibliothek Göttingen
- [2.2] Topographische Karte der Kamchatka Halbinsel, 1:100.000, Ministerium für Geodäsie und Kartographie der UdSSR, 1983, (unter Verschuß)
- [2.3] 1:1.000.000 Kamchatskaja Oblast, Ruskartografia, Moskau, 1995
- [2.4] Geologische Karte der UdSSR, Kamchatka Isthmus & Süd-Kamchatka, 1986 , Maßstab 1:1.000.000, Blatt 0-57 (58) & 0-58 (58)
- [2.5] Geologische Karte von Kamchatka, Maßstab 1:1.500.000, 1972
- [2.6] EROS Data Center, Sioux Falls, SD, USA. Declassified optical satellite photographs, (CORONA), Aufnahmedatum 1968; searchable database available at <http://edcwww.cr.usgs.gov>
- [2.7] Globaler Datensatz mit 30-Bogensekunden Auflösung des USGS EROS Data Center. Dokumentation und download unter <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/README.html>
- [2.8] <http://www.ermapper.com>
- [2.9] Johannes Duyster, 1999: "StereoNett Version 2.x", frei erhältlich auf Anfrage. E-Mail: Johannes.P.Duyster@ruhr-uni-bochum.de. Download der aktuellen Version unter <http://homepage.ruhr-uni-bochum.de/Johannes.P.Duyster/stereo/stereo1.htm>
- [2.10] "StereoNet Light", Version 3.x, Geological Software Tromsø, Norway. Download der aktuellen Version unter <ftp://darwin.ibg.uit.no/pub/stereo>
- [2.11] GEFÜGE5, Strukturgeologisches Programmpaket, Wallbrecher 1986
- [5.1] „AFTSolve - Apatite Fission Track Forward and Inverse Model“, Copyright by Donelick Analytical, Inc., Version 1.1.3 (2. Februar 2000). Written by Rich Ketcham and Raymond A. Donelick. For research purpose copy contact: donelick@apatite.com
- [7.1] USGS National Earthquake Information Center, Searchable Database USGS/NEIC (PDE) unter http://wwwneic.cr.usgs.gov/neis/epic/epic_global.html.

Literaturverzeichnis

Abbott, D. & Mooney, W., 1995. The structural and geochemical evolution of the continental crust: support for the oceanic plateau model of continental growth. *Rev. Geophys. Suppl.*, US Natl. Rept. to IUGG 1991-1994, 231-242

Alexeiev, D., Tsukanov, N., Lewerenz, S., Freitag, R. & Gaedicke, C., 1999. Mid-Eocene Collision of the Kronotsky Terrane with Kamchatka: New Evidence from Provenance Analysis of the Upper Eocene to Middle Miocene Tyushevka sandstones. *EOS, Transactions, AGU-Fall Meeting*, Vol. 80, No. 46

Alexeiev, D., Gaedicke, C., Tsukanov, N. & Freitag, R.: Structural evolution of the Kamchatka - Aleutian junction area from the Late Cretaceous through the Miocene. (in prep.)

Alexeiev, D., Tsukanov, N., Lewerenz, S., Freitag, R. & Gaedicke, C., 1999. Mid-Eocene Collision of the Kronotsky Terrane with Kamchatka: New Evidence from Provenance Analysis of the Upper Eocene to Middle Miocene Tyushevka sandstones, *EOS, Transactions, American Geophysical Union, 1999 Fall Meeting*, Vol. 80, No. 46

Angelier, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, No. 1/2, 37-50

Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journ. Geophys. Res.* 89 (B7), 5835-5848

Angelier, J. & Mechler, P., 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droit. *Bull. Soc. géol. France*, 1977, (7), 1. XIX, no. 6, p. 1309-1318

Bakhteev, M.K., Morozov, O.A. & Tikhomirova, S.R., 1997. Structure of the Eastern Kamchatka Ophiolite-free Collisional Suture – Grechichkin Thrust. *Geotectonics*, Vol. 31, No. 3, 1997, pp 236-246

Bakhteev, M.K., Beniamovskiy V.N., Bragin, N.Yu., Vitukhin D.I., Morozov O.A., Sinel'nikova V.N., Tikhomirova S.R. & Shantser, A.E., 1994. New data on the stratigraphy of the Mesozoic and Cenozoic of the Eastern Kamchatka (Valaginskiy ridge). *Stratigraphy, Geol. Correlation* 2 (6), 77-84. (russisch)

Baranov, B.V., Seliverstov, N.I., Muravev, A.V. & Muzurov, E.L., 1991. The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary. *Tectonophysics*, 199, 237-269

Basilyan, A.E. & Bylinskaya, M.E., 1997. Shelf of Kamchatka Peninsula (Eastern Kamchatka) in Late Pliocene - Early Quarter (Olkhovskoe time). *Stratigraphy, Geology correlation*, 5(3), 83–92 (russisch)

Bazhenov, M.L., Burtman, V.S., Krezhovskih, O.A. & Shapiro, M.N., 1992. Paleomagnetism of Paleogene rocks of the Central- East Kamchatka and Komandorsky Islands: Tectonic implications. *Tectonophysics*, Vol. 201, 157-174

Ben-Avraham, Z., Nur, A., Jones, D., & Cox, A., 1981: Continental Accretion: From Oceanic Plateaus to Allochthonous Terranes. *Science*, vol. 213

Berger, W.H., Kroenke, L.W., Mayer, L.A., Backman, J.T., Janecek, R., Krissek, L., Leckie, M., Lyle, M., and Shipboard Scientific Party, 1992. The record of Ontong Java Plateau: main results of ODP Leg 130. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104, 954-972

Bogdanov, N.A., Tilman, S.M. & Chekhovich, V.D., 1990. Late Cretaceous-Cenozoic history of the Koryak-Kamchatka region and the Commander Basin of the Bering Sea. *International Geology Review*, v.32, 1185-1201

- Bogdanov**, N.A., Fedorchuk, A.V., Izvekov I.N. & Vishnevskaya, V.S., 1991. Middle Cretaceous exotic deposits of the Cape Kamchatskiy Peninsula, Eastern Kamchatka. Transactions (Doklady) of the USSR Academy of Sciences, Earth Sciences section, Vol. 317, 11, 166-170 (russisch)
- Bondarenko**, G.Ye. & Sokolkov, V.A., 1990. New data on the age, structure and depositional environments of the volcanic-cherty-carbonate complex of the Omgon cape (Western Kamchatka). Transactions (Doklady) of the USSR Academy of Sciences, Earth Sciences section, Vol. 315, 6, 1434-1437 (russisch)
- Bragin**, N.Yu., Zinkevich, B.P. & Lyshenko, O.V., 1986. Middle Miocene Aptian-Turonian deposits in the tectonic structure of Kamchatka. In: Outlines of the geology of eastern USSR. Moscow, Nauka Press, 21-34 (russisch)
- Bronstein**, I.N. & Semendjajew, K.A., 1991. Taschenbuch der Mathematik. Grosche, G., Ziegler, V. & Ziegler, D. (Hrsg.), 25. Aufl., Teubner Verlagsgesellschaft, Stuttgart und Verlag Nauka, Moskau 1991
- Brown**, R.W., 1991. Backstacking apatite fission track „stratigraphy“: A method for resolving the erosional and isostatic rebound components of tectonic uplift histories. *Geology*, 19, 74-77
- Burtman**, V.S., 1970. Evolution of the deformational processes during a tectonic cycle. *News USSR Acad. Sci., Geol. Ser.* 1, 42-57
- Burtman**, V.S., 1977. History of deformations in the Paleozoic folded belts. In: *Tectonics of the Variscides of the Middle Europe and the USSR*. Moscow, Nauka Publishers, 178-196
- Burtner**, R.L., Nigrini, A. & Donelick, R.A., 1994. Thermochronology of Lower Cretaceous Source Rocks in the Idaho-Wyoming Thrust Belt. *AAPG Bull.* 78, 10, 1613-1636
- Cadet**, J.P. & Uyeda, S. (ed.), 1989. Subduction zones: the Kaiko Project. *Tectonophysics*, 160, 1-337
- Carlson**, W.D., Donelick, R.A. & Ketcham, R.A., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results. *American Mineralogist*, Vol. 84, 1213-1223
- Chapman**, d.S., 1986. Thermal gradients in the continental crust. In: J.B. Dawson et al. (Eds.), *The Nature of the Lower Continental Crust*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 24, 63-70
- Chekhovich**, V.D., Kravchenko-Berezhnoy, I.R., Averina, G.Yu. & Kovalenko, D.V., 1989. On the tectonics of the Karaginskiy Island. *Geotectonics*, Vol. 23, 81-83
- Cloos**, M., 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geol. Soc. Am. Bull.* 105, 715-737
- Copeland**, P., Harrison, T.M., Kidd, W.S.F., Xu, R. & Zhang, Y., 1987. Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gangdese Belt, Xizang. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 86, 240-252
- Cormier**, V.F., 1975. Tectonics near the junction of the Aleutian and Kuril-Kamchatka Arcs and a mechanism for Middle Tertiary magmatism in the Kamchatka Basin. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 443-453
- Davis**, D., Suppe, J. & Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, No. B2, 1153-1172
- DeMets**, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478

Donelick, R.A., Roden, M.K., Mooers, J.D., Carpenter, B.S. & Miller, D.S., 1990. Etchable length reduction of induced fission tracks in apatite at room temperature (~23°C): Crystallographic orientation effects and “initial” mean lengths. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 17, 261–265

Dumitru, T.A., Hill, K.C., Coyle, D.A., Duddy, I.R., Foster, D.A., Gleadow, A.J.W., Green, P.F., Kohn, B.P., Laslett, G.M. & O’Sullivan, A.J.O., 1991. Fission Track Thermochronology: Application to Continental Rifting of South-eastern Australia. *The APEA Journal*, 1991.

Eisbacher, G.H., 1996. Einführung in die Tektonik. Enke, Stuttgart

England, P. & Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, v. 18, 1173-1177

Fedorchuk, A.V., 1989a: Structure of the Kamchatka Cape ophiolites. *Papers of the Academy of Sciences, USSR*, 304(4), 944–947

Fedorchuk, A.V., 1989b: Internal structure of the ophiolites of Cape Kamchatka, Eastern Kamchatka. *Transactions (Doklady) of the USSR Academy of Sciences, Earth Sciences Section*, Vol. 306, 60-63

Filatova, N.I. & Vishnevskaya, V.S., 1997. Radiolarian stratigraphy and origin of the Mesozoic terranes of the continental framework of the northwestern Pacific (Russia). *Tectonophysics* 269, 131-150

Fitzgerald, P.G., 1992. The Transantarctic mountains of southern Victoria Land: The application of apatite fission track analysis to a rift shoulder uplift. *Tectonics*, v. 11, 634-662

Fleischer, R.L., Price, P.B. & Walker, R.M., 1975. *Nuclear Tracks in Solids*. University of California Press, Berkeley

Foster, D.A. & Gleadow, A.J.W., 1996. Structural framework and denudation history of the flanks of the Kenya and Anza Rifts, East Africa. *Tectonics* 15, 258–271

Foster, D.A., Gleadow, A.J.W. & Mortimer, G., 1994. Rapid Pliocene exhumation in the Karakoram, revealed by fission-track thermochronology of the K2 gneiss. *Geology* 22, 19–22

Foster, D.A., Gleadow, A.J.W., Reynolds, S.J. & Fitzgerald, P.G., 1993. The denudation of metamorphic core complexes and the reconstruction of the Transition Zone, west central Arizona: constraints from apatite fission track thermochronology. *Journal of Geophysical Research* 98, 2167–2185

Freitag, R., Gaedicke, C., Baranov, B. & Tsukanov, N., 2001. Collisional processes at the junction of the Aleutian-Kamchatka arcs: New evidence from fission track analysis and field observations. *Terra Nova (in press)*

Freitag, R., Tsukanov, N., Alexeiev, D., Gaedicke, C. & Sobel, E., 1999a. Structural Evolution of the Kumroch Range, Kamchatka from the Late Cretaceous to the Cenozoic. *EOS, Transactions, AGU-Fall Meeting*, Vol. 80, No. 46

Freitag, R., Sobel, E., Tsukanov, N., Alexeiev, D. & Gaedicke, C., 1999b. Deposition and Exhumation of Sedimentary Strata from the Kamchatka Cape Peninsula: First Results. *EOS, Transactions, AGU-Fall Meeting*, Vol. 80, No. 46

Füchtbauer, H.; 1988: Sedimentäre Ablagerungsräume. In: *Sedimente und Sedimentgesteine*, Hans Füchtbauer (Hrsg.), Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1988.

Gaedicke, C., Baranov, B., Seliverstov, N., Alexeiev, D., Tsukanov, N. & Freitag, R., 2000. Structure of an active arc-continent collision area: the Aleutian-Kamchatka junction. *Tectonophysics*, Vol. 325, 63-85

- Gaedicke, C.**, Baranov, B., Seliverstov, N., Tsukanov, N. & Freitag, R., 1999. Active Collision of the Aleutian Island Arc with Kamchatka: an Indentation Model. EOS, Transactions, AGU-Fall Meeting, Vol. 80, No. 46
- Galbraith, R. F.** & Laslett, G. M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages, *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 21, 459–470
- Galbraith, R.F.**, 1981. On statistical models for fission-track counts. *Journal of Mathematical Geology*, v. 13, 471-478
- Gallagher, K.**, Sambridge, M. & Drijkoningen, 1991. Genetic Algorithms: an evolution from Monte Carlo methods for highly non-linear geophysical optimization. *Geophysical Research Letter*, 18, 2177-2180
- Gallagher, K.** & Sambridge, M., 1994. Genetic algorithms: a powerful method for large scale non-linear optimisation problems. *Comput. Geoscience*, 20, 1229-1236
- Gallagher, K.**, Hawkesworth, C.J. & Mantovani, M.S.M., 1994. The denudational history of the onshore continental margin of SE Brazil from fission track data, *J. of Geophys. Research* 99, 18117–18145.
- Gallagher, K.**, Brown, R. & Johnson, C., 1998. Fission track analysis and its application to geological problems. *Annu. Rev. Earth Planet Sci*, 26, 519-572
- Geist, E.L.** & Scholl, D.W., 1994. Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian Arc with Kamchatka. *Tectonics*, 13, n.2, 538–560
- Gerthsen, C.**, Kneser, H.O. & Vogt, H., 1992. Physik. Springer, Heidelberg
- Gladzenko, T.P.**, Coffin, M., and Eldholm, O., 1997. Crustal structure of the Ontong Java Plateau: modeling of new gravity and existing seismic data. *J. Geophys. Res.* 102, 22711-22729
- Gleadow, A.J.W.**, Duddy, I.R., Green, P.E. & Lovering, J.F., 1986. Confined fission track lengths in apatite: A diagnostic tool for thermal history analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 94, 405-415
- Gleadow, A.J.W.**, Duddy, I.R. & Lovering, J.F., 1983. Fission track analysis: a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential. *Journal Australian Petrology Engineering Association* 23, 93-102
- Gleadow, A.J.W.**, 1981. Fission track dating methods: what are the real alternatives? *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 5, 3-14
- Green, P.F.**, 1988. The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration. *Earth and Planetary Science Letters* 89, 335-352
- Green, P.F.**, Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W. & Lovering, J.F., 1989a. Apatite fission-track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration. In: Naeser, N.D. & McCulloh, T.H., (ed.), *Thermal History of Sedimentary Basins: Methods and Case Histories*. New York, Springer-Verlag, 181-195
- Green, P.F.**, Duddy, I.R., Laslett, G.M., Hegarty, K.A., Gleadow, A.J.W. & Lovering, J.F., 1989b. Thermal annealing of fission tracks in apatite, 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. *Chemical Geology (Isotope Geosci. Sec.)*, v. 79, 155-182
- Hafner, W.**, 1951. Stress distributions and faulting. *Geological Society of America Bulletin* 62, 373-398
- Hamilton, W.B.**, 1988. Plate tectonics and island arcs. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, 1505-1527

- Howell, D.G.**, 1987. Terrane. In: Kraatz, R. (ed.), *Dynamik der Erde. Spektrum der Wissenschaft*, Heidelberg, 1987.
- Heiphetz, A.**, Harbert, W. & Savostin, L., 1994. Reconnaissance paleomagnetism of the Olyutorsky superterane, northeast Russia. *Proc. Int. Conf. ICAM, Anchorage, Alaska*, 217-220
- Hilde, T.W.C.**, Uyeda, S., & Kroenke, L.W., 1977. Evolution of the western Pacific and its margin. *Tectonophysics* 38, 145-165
- Hillhouse, J.W.**, 1977. Wrangellia. *Canadian Journal of Earth Science*, 14
- Holl, H.G.** & Gaedicke, C., 1998. P,T-Analyse niedrig metamorpher Akkretionskomplexe in Kamchatka (GUS). *Terra Nostra* 98/3
- Huene, R. von** & Scholl, D.W., 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust., *Rev. Geophys.* 29, 3, 279-316
- Hurford, A.J.**, 1990. Standardization of the fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chem. Geol.* 80, 171-178
- Hurford, A.J.**, Flisch, M. & Jaeger, E., 1989. Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution from fission track analysis and mica dating, *Geol. Soc. Special Publications* 45, 369-398
- Hurford, A.J.** & Hammerschmidt, K., 1985. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar dating of the Bishop and Fish Canyon tuffs: calibration ages for fission track dating standards. *Chem. Geol.* 58, 23-32
- Hurford, A.J.** & Green, P.F., 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Isotope Geoscience*, v.1, 285-317
- Hurford, A.J.** & Green, P.F., 1982. A users' guide to fission track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 343-354
- Hussong, D.M.**, Wipperman, L.K., & Kroenke, L.W., 1979. The crustal structure of the Ontong Java and Manihiki oceanic plateaus. *J. Geophys. Res.* 84, 6003-6010
- Keller, R.A.**, Duncan, R.A. & Fisk, M.R., 1995. Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of basalts from OPD Leg 145 (North Pacific Transect). *ODP Scientific Results* 145, 333-344
- Kersting, A.** & Arculus, R., 1995. Pb isotote composition of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka and North Pacific seiments: Implications for magma genesis and crustal recycling in the Kamchatka arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 136, 133-148
- Khain, V.E.**; 1994. Geology of the Northern Eurasia, second part: Phanerozoic fold belts and young platforms, *Beiträge zur regionalen Geologie der Erde*, Bd. 24, Borntraeger, Berlin, Stuttgart
- Khotin, M.Y.**, 1976. Effusive-tuffo-silicious formation of Kamchatka Cape. Moscow, Nauka, 197
- Khotin, M.Y.**, 1972. Cherty rocks of the effusive- tuff- cherty formation of the Kamchatka Cape. *Lithology and ore deposits*, 3, 97-111 (russisch)
- Khubunaya, S.A.**, 1987. High alumina plagioclase facies of island arcs. Moscow, Nauka Press
- Kobayashi, Y.**, 1983. On the initiation of subduction of plates. *Earth Mont.*, 5, 510-514
- Kononov, M.V.**, 1989. Plate tectonics of the Northwest Pacific. Nauka, Moscow, 168 (russisch)
- Konstantinovskaya**, 2000. Geodynamics of the Early Eocene arc-continent collision reconstructed from the Kamchatka orogenic belt (NE Russia). *Tectonophysics* 325 (1-2), 87-105

- Kovalenko, D.V.**, 1990. Tectonic interpretation of paleomagnetic data on island-arc complexes in the Olyutor zone and on Karaginskiy island. *Geotectonics, Engl. Transl.*, 24, 165-173
- Kovalenko, D. V.**, 1992. Paleomagnetism in the Paleogene Suites of the Il'pinsky peninsula, Kamchatka. *Geotectonics* 26, 408-421
- Kramer, W.**, Cimmer, M., Skolotnev, S., Tsukanov, N., Gaedicke, C., Freitag, R., 2000. Geochemistry of the basic and ultrabasic complexes on the Kamchatka Cape Peninsula. In: *Petrology and Metallogeny of the Kamchatka mafic-ultramafic complexes. Conference of the Russian Mineralogical Society; Kamchatka Division, Abstract volume*, 48-50
- Kroenke, L.W.**, 1972. Geology of the Ontong Java Plateau. *Hawaii Inst. Geophys. Rep. HIG 72-75*
- Lallemant, H.G.A. & Oldow, J.S.**, 2000. Active displacement partitioning and arc-parallel extension of the Aleutian volcanic arc based on Global Positioning System geodesy and kinematic analysis. *Geology*, v.28, 739-742
- Larson, R.L. & Pitman, W.C.**, 1972. World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 3654-3662
- Laslett, G.M.**, Green, P.F., Duddy, I.R. & Gleadow, A.J.W., 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite, 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology, Isotope Geoscience Section*, 65, 1-13
- Levashova, N.M.**, 1999. Kinematics of the Late Cretaceous and Late Cretaceous-Paleogene ensimatic island arcs of Kamchatka. Ph.D. Thesis. Geological Institute, Russian Academy of Science, Moscow, Russia (russisch)
- Levashova, N.M.**, Shapiro, M.N., Ben'yamovskii, V.N. & Bezhenov, M.L., 2000. Kinematics of the Kronotskii Island Arc (Kamchatka) from Paleomagnetic and Geological Data. *Geotectonics, Vol. 34, No. 2*, 141-159
- Mahoney, J.J.**, Storey, M., Duncan, R.A., Spencer, K.J., & Pringle, M., 1993. Geochemistry and geochronology of the Ontong Java Plateau. In: Pringle, M., Sager, W., Sliter W., & Stein, S. (Eds.), *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism. Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union 77*, 233-261
- Mann, P.**, Gahagan, L., Coffin, M., Shipley, T., Cowley, S., & Phinney, E. 1996. Regional tectonic effects resulting from the progressive east-to-west collision of the Ontong Java Plateau with the Melanesian arc system. *Eos*, 77F, 712
- Marsaglia, K.M.**, Mann, P., Hyatt, R.J., Olson, H.C., 1999. Evaluating the influence of aseismic ridge subduction and accretion(?) on detrital modes of forearc sandstones: an example from the Kronotsky Peninsula in the Kamchatka Forearc. *Lithos*, 46, 17-41
- McElfresh, S.B.Z.**, Harbert, W. & Koo, C.Y., 2000. Streß Modeling of Tectonic Blocks at Cape Kamchatka, Russia Using Principal Streß Proxies From High-Resolution SAR: New Evidence for the Komandorsky Block. *Journal of Geophysical Research*, in press
- McElhinny, M.W.**, 1973a. *The Western Pacific: Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry*. Coleman, P.J. (Ed.): University of Western Australia Press, Nedlands, 1973
- McElhinny, M.W.**, 1973b. *Paleomagnetism and Plate Tectonics*. Cambr. Univ. Press, Cambridge, 1973.
- McDowell, F.W. & Keizer, R.P.**, 1977: Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 1479-1487
- Meschede, M. & Decker, K.**, 1993: Störungsflächenanalyse am Nordrand der Ostalpen - ein Vergleich numerischer und graphischer Methoden. *Z. dt. geol. Ges.*, 144, 419-433

- Miura, S.**, Shinohara, M., Takahashi, E., Araki, A., Taira, K., Suyehiro, K., Coffin, M.F., Shipley, T. & Mann, P., 1996. Researchers investigate fate of oceanic plateaus at subduction zones. *EOS* 77, 282-283
- Moore, J.C.**, 1989. Tectonics and hydrogeology of accretionary prisms: role of the decollement zone. *Jour, Struct. Geol.*, 11, 95-106
- Moore, M.E.**, Gleadow, A.J.W. & Lovering, J.F., 1986. Thermal evolution of rifted continental margins: new evidence from fission tracks in basement apatites from southeastern Australia, *Earth and Planetary Science Letters* 78, 255–270.
- Naeser, C.W.**, 1979: Fission track dating and geological annealing of fission tracks. In: Jäger, E. & J.C. Hunziker (eds.). *Lectures in isotope geology*. New York, Springer-Verlag, 154-169
- Nakamura, K.**, 1983. Possible recent trench along the eastern Japan Sea as the convergent boundary between Eurasian and North American plates, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 58, 711-722
- Neal, C.R.**, Mahoney, J.J., Kroenke, L.W., Duncan, R.A. & Petterson, M.G., 1997. The Ontong Java Plateau. In Mahoney J.J., and Coffin M.F. (Eds.), *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism*. *Geophys. Monogr.*, Am. Geophys. Union 100, 183-216
- Pechersky, D.M.**, Levashova, N.M., Shapiro, M.N., Bazhenov, M.I. & Sharonova, Z.V., 1997. Paleomagnetism of Paleogene volcanic series of the Kamchatsky May Peninsula, East Kamchatka: the motion of an active island arc. *Tectonophysics*, 273, 219-237
- Petit, J.P.**, 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, Vol. 9, No. 5/6, 597-608
- Petrina, N.M.**, Shapio, M.N. & Boyarinova, M.Y., 1983. Upper Cretaceous and Lower Paleogene deposits of the eastern ranges of Kamchatka. *Byull. Mosk. Obsch. Ispitatelny Priroda, otd. geol.*, v. 53, no. 3, 47-61
- Petterson, M.G.**, Babbs, T., Neal, C.R., Mahoney, J.J., Saunders, A.D., Duncan, R.A., Tolia, D., Magu, R., Qopota, C., Mahoa, H. & Natogga, D., 1999. Geological-tectonic framework of Solomon Islands, SW Pacific: crustal accretion and growth within an intra-oceanic setting. *Tectonophysics* 301, 35-60
- Petterson, M.G.**, Neal, C.R., Mahoney, J.J., Kroenke, L.W., Saunders, A.D., Babbs, T.L., Duncan, R.A., Tolia, D., & McGrail, B., 1997. Structure and deformation of north and central Malaita, Solomon Islands: tectonic implications for the Ontong Java Plateau-Solomon arc collision, and for the fate of oceanic plateaus. *Tectonophysics* 283, 1-33
- Peyve, A.A.** & Kazimirov, A.D., 1986. Basic volcanism of the Kamchatka Cape Peninsula. *Articles on the Geology of the East USSR*. Moscow, Nauka, 41-58
- Precht, M.**, Kraft, R. & Bachmaier, M., 1999. *Angewandte Statistik 1 – Beurteilende Statistik, Vertrauensintervalle und Hypothesentests*. 6. Aufl., Oldenbourg Verlag, München, Wien
- Price, P. B.** and Walker, R. M. (1963). Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *Journal of Geophysical Research* 68. 4847–4862
- Richards, M.A.**, Jones, D.L., Duncan, R.A. & DePaolo, D.J., 1991. A mantle plume initiation model for the Wrangellia flood basalt and other oceanic plateaus. *Science* 254, 263-267
- Richardson, W.P.**, Okal, E., Van der Lee, S., 2000. Rayleigh-wave tomography of the Ontong Java Plateau. *Phys. Earth Planet. Inter.* 118, 29-51
- Rybach, L.**, 1981. Geothermal systems, conductive heat flow, geothermal anomalies. In: L. Rybach and L.J.P. Muffler (Eds.) *Geothermal Systems: Principle and Case Histories*. Wiley, Chichester, pp. 3-36

- Seliverstov**, N.I., 1998: Structure of the ocean floor around Kamchatka and geodynamic of the Kuril-Kamchatka / Aleutian junction area; Nautchny Mir, Moscow, 1998 (in Russian)
- Seliverstov**, N.I., 1983: The structure of Kuril-Kamchatka and Aleutian Island Arc according to seismic profiling data. *Volcanology and Seismology*, 2, 53-67 (in Russian)
- Seward**, D., Spikings, R., Viola, G., Kunov, A., Ruiz, G. & Naeser, N., 2000: Etch times and operator variations for spontaneous track length measurements in apatites : an intra-laboratory check. *OnTrack*, Newsletter of the International Fission-Track Community, Vol. 10, Nr. 2, Issue 21
- Shapiro**, M.N., 1980. The Grechishkin overthrust at the shores of the Kamchatka Gulf. *Geotectonics* 14, 234-240
- Shapiro**, M. N., Ermakov, V. A., Shantser, A. E., Shul'diner, V. I., Khanchuk, A. I., Vysotskiy, C. V., (Belousov, V.V., Ed.), 1987: Overview of the tectonic evolution of Kamchatka. Moscow, "Nauka", 248
- Shapiro**, M. N. & Seliverstov V. A., 1975: Morphology and age of folded structures in the Eastern Kamchatka at the latitude of the Kronotsky Peninsula. . *Geotectonics*, Engl. Transl., 4, 240-244.
- Shapiro**, M. N., Pechersky, D.M. & Lander, A.V., 1997. The rates and directions of absolute movements of subduction zones in the geological past. *Geotectonics* 31, 89-98.
- Slyadnev**, B.I., 2000. Tectonic melanges of the East Kamchatka Ridges: Peculiarities of composition, problem of genesis and age. *Petrol. Metallo. of the Kamchatka mafic and ultramafic complexes*, Abstr., Conf. Russ. Miner. Soc. 19-20 (russisch).
- Sobel**, E., 2000: Reactors in flux: A tabulation of irradiation parameters for several reactors. *OnTrack*, Newsletter of the International Fission-Track Community, Vol. 10, Nr. 2, Issue 21
- Sobel**, E. & T.A. Dumitru, 1997: Exhumation of the margins of the western Tarim basin during the Himalayan orogeny. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, in press
- Tarduno**, J.A., Sliter, W.V., Kroenke, L., Leckie, M., Mahoney, J.J., Musgrave, R., Storey, M., & Winterer, E.L., 1991. Rapid formation of Ontong Java Plateau by Aptian mantle plume volcanism. *Science* 254, 399-403
- Tejada**, M.L.G., Mahoney, J.J., Duncan, R.A., & Hawkins, M., 1996. Age and geochemistry of basement rocks and alkalic lavas of Malaita and Santa Isabel, Solomon Islands, southern margin of Ontong Java Plateau. *J. Petrol.* 37, 361-394
- Tsukanov**, N.V. & Fedorckuk, A.V., 1989. Oceanic complexes in the structure of the eastern Kumroch Range (Kamchatka). *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 307, No. 4. 343-347
- Tsukanov**, N. V., and Zinkevich, V. P., 1987: Tectonics of the Kumroch range (Eastern Kamchatka). *Geotectonics*, Engl. Transl., 21, P. 535 - 546.
- Tsukanov**, N.V., 1991: Tectonic evolution of Kamchatka peri-oceanic area in the Late Mesozoic and Early Cenozoic. *Academy of Sciences of the USSR, Transactions*, vol. 462
- Turner**, F. J.; 1953: Nature and dynamic Interpretation of Deformation Lamellae in Calcite of three Marbles, *American Journal of science*, Vol. 251, April 1953, pp. 276-298
- Volynets**, N., Patoka, M., Melekestev, I. & Zubin, M., 1991. The Ichinsky Volcano. In: Fedotov, S. & Masurenkov, Y. (Eds.): *Active Volcanoes of Kamchatka*, Vol. 1. Nauka, Moscow, 1991. 302 pp.
- Wagner**, G. & P. Van der Haute, 1992: *Fission-Track Dating*. Solid Earth Sciences Library, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 285 p
- Wallbrecher**, E., 1986: *Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen*. 244 p. (Stuttgart, Enke)

- Watson, B.F. & Fujita, K., 1988.** Tectonic of Kamchatka and the Sea of Okhotsk and Implications for the Pacific Basin. In: Howell, D.G. (Ed.), Tectonographic terranes of the circum-pacific region, Houston, Texas. CPCEMR Earth Science Series No. 1, 333-348
- Williams, I.S., Tetley, N.W., Compston, W. and McDougall, I., 1982:** A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages of rapidly cooled igneous rocks: two points in the Paleozoic time scale re-evaluated, L. Geol. Soc. London 139, 557-568
- Worall, D. M., 1991;** Tectonic History of the Bering Sea and the Evolution of Tertiary Strike-Slip Basins of the Bering Shelf, GSA, Special Papers, 257
- Worsley, T.R., 1973.** Calcareous nannofossils, Leg 19 (DSDP). In: Creager, J.S. & Scholl, D.W. (ed.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 19, Washington, US Government Printing Office, 741-750
- Zinkevich, V. P., Tsukanov, N. V., & Konstantinovskaya, E. A., 1993.** Tectonic structure of the east Kamchatka zone. in: Accretionary tectonics of the Eastern Kamchatka. Moscow, "Nauka", 197-222
- Zinkevich, V.P & Tsukanov, N.V., 1993.** Accretionary Tectonics of Kamchatka, International Geology Review, Vol. 35, 953-973
- Zinkevich, V.P., Katamirov, A.D., Peyve, A.A. & Churakov, Y.V., 1985.** New data on the tectonic structure of the Cape Kamchatskiy peninsula (East Kamchatka). Doklady AN SSSR, no. 4, 954-957
- Zonenshain, L.P., Kuzmin, M.I. & Naptov, L.M., 1990.** Geology of the USSR: A Plate-tectonic Synthesis. AGU Geodynamics Series, Vol. 21, 109-120

Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) geförderten Projektes “Geodynamische Rekonstruktion eines akkretionsdominierten aktiven Kontinentalrandes, östliches Zentral-Kamchatka, Russische Föderation” (EC 138/4, ehemals GA 511/2). Ohne weitergehende finanzielle Unterstützung durch das GeoForschungs-Zentrum Potsdam wäre das Vorhaben nicht realisierbar gewesen. Herrn Prof. Onno Oncken danke ich in diesem Zusammenhang für die uneingeschränkte Unterstützung des Projekts.

Besonderer Dank gilt Herrn Dr. Christoph Gaedicke. Sein Engagement und Enthusiasmus für das Kamchatka-Projekt ist unerreichbar. Seiner unablässigen Motivation und Unterstützung verdanke ich die Fertigstellung dieser Arbeit. Unzählige Nächte am Lagerfeuer und gemeinsam verspeiste Lachse verhalfen zu ungewöhnlichen Einsichten und bleiben unvergessen.

Weitere Anregungen und konstruktive Kritik erhielt ich von Herrn P.D. Helmut Echtler und Herrn Prof. Manfred Strecker. Dafür und für die Übernahme der Gutachtertätigkeit möchte ich mich bei ihnen bedanken.

Großer Dank gilt unseren russischen Projektpartnern: Dr. Nikolay Seliverstov nutzte alle Möglichkeiten, von Petropawlovsk aus unsere Feldeinsätze zu ermöglichen. Dr. Nikolay Tsukanov, Dr. Dmitry Alexeiev, Dr. Boris Baranov und Dr. Sergey Skolotnev, alle aus Moskau, danke ich für die exzellente Zusammenarbeit auf Kamchatka. Von ihren Erfahrungen im Umgang mit Gesteinen, Bären und Lachsen konnte ich in vollem Umfang profitieren.

Herrn Prof. Günter Wagner möchte ich für die Übernahme des externen Gutachtens danken. Durch die erfolgreiche Zusammenarbeit mit seiner Forschungsgruppe gelangen die Spaltspuren-Datierungen. Insbesondere Herrn Dipl.-Ing. Raymond Jonkheere sei für die professionelle Einführung in die Spaltspur-Analytik gedankt. Dr. Edward Sobel und Frank Warkus verdanke ich weitere Erkenntnisse im Rahmen der Interpretation und das Gelingen der Aufbereitung.

Der Arbeitsgruppe am GeoForschungsZentrum möchte ich für die Unterstützung und anregenden Diskussionen danken. Hervorheben möchte ich Klaus Pelz, Ralph Hinsch, Jo Lohrmann, Claus Milkereit, Wolfgang Kramer und Wolfgang Seifert.

Abschließend bedanke ich mich bei Annette Hinz für die Toleranz und die Unterstützung bei der Fertigstellung der Arbeit.

Lebenslauf

Persönliche Daten

Name: Ralf Freitag
Geburtsdatum: 22.01.1970
Geburtsort: Ravensburg / Baden-Württemberg
Staatszugehörigkeit: deutsch

Ausbildung

- 1989 Abitur am Gymnasium Döchtbühl in Bad Waldsee, Baden-Württemberg
- 1994 Vordiplom der Geologie/Paläontologie an der Universität Heidelberg
- 1998 Diplom der Geologie an der Universität Kiel und GEOMAR Kiel mit der Diplomarbeit
„Geologisch-strukturelle Geländeaufnahme zur Rekonstruktion von Akkretionsprozessen an aktiven Kontinentalrändern am Beispiel der Kumroch Range, zentrale Ostküste Kamchatkas (Großkartierung)“
- 1999 Wissenschaftlicher Mitarbeiter (Doktorand) am GeoForschungsZentrum Potsdam im Projektbereich “Struktur, räumlich-zeitliche Evolution und Geodynamik” (Prof. Onno Oncken)
- 2002 Promotionsverfahren an der Universität Potsdam erfolgreich abgeschlossen