

Geometrie, Aufstiegs- und Deformationsgeschichte von Granit-Gneis-Komplexen im Ostural

Der Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau
der Technischen Universität Bergakademie Freiberg
genehmigte

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades
doctor rerum naturalium
(Dr. rer. nat.)

vorgelegt

von Dipl.-Geol. Ines Görz
geboren am 14.5. 1972 in Freiberg

1. Gutachter: Prof. Dr. Lothar Ratschbacher (TU Bergakademie Freiberg)
2. Gutachter: Prof. Dr. Rüdiger Wittenburg (TU Bergakademie Freiberg)
3. Gutachter: PD Dr. Michael Bröcker (Westfälische Wilhelmsuniversität Münster)

Freiberg, den 20.6. 2003

Zusammenfassung

Die Granit-Gneis-Komplexe der Osturalzone stellen juvenile kontinentale Kruste dar, die sich durch Aufschmelzung von Inselbogengesteinen bildete. Voraussetzung dafür war die extreme Verdickung von Inselbogenkruste durch die Stapelung von mehreren Inselbögen im Rahmen der Uralorogenese. Die Magmen wurden im postkollisionalen Stadium der Uralorogenese generiert. Bei Aufstieg und Platznahme der Schmelzen wurden die Randbereiche der Plutone deformiert. So entstanden Hochtemperatur-Niedrigdruck metamorphe Gneise, die die Granitkörper im Zentrum der Kristallinkomplexe ummanteln und deren Foliation konkordant zum Rand der Granit-Gneis-Komplexe verläuft. Der Intrusionsrahmen wird von ozeanischer Lithosphäre und marinen Sedimenten gebildet. Damit ergibt sich für die Osturalzone ein bisher nicht diskutiertes Szenario: die großvolumige Intrusion stark differenzierter Schmelzen in ozeanische Kruste.

Danksagung

Ich möchte mich bei all jenen bedanken, die mich bei der Anfertigung dieser Arbeit mit ihren Anregungen oder ihrer Hilfe bei der Datenbeschaffung und –auswertung unterstützt haben:

bei Uwe Kroner ganz besonders, der dieses interessante Projekt ins Leben gerufen hat; der immer Zeit hatte, wenn ich mit einem Problem kam und der die Ideen hatte, auf die ich selbst nicht gekommen wäre

bei Kyrill Ivanow aus Ekaterinburg und Anatoli Juminow aus Miass, die uns bei der Gelände-
arbeit geführt haben und ohne die wir in der endlosen Russischen Steppe keinen einzigen Auf-
schluß gefunden hätten

bei Michael Bröcker und Heidi Beyer vom ZLG Münster und Klaus Bombach und Angelika
Braun vom Isotopenlabor des Mineralogischen Institutes Freiberg, die mich bei meinen geo-
chronologischen Untersuchungen betreuten und ihre Freizeit geopfert haben, damit meine
Arbeit zügig vorangehen konnte

bei Rene Hauer, Diana Henning, Claudia Buley, Ina Spottke und Kerstin Ruttloff für ihre Zuar-
beiten

bei Friedemann Grafe, Klaus Mezger, Thorsten Kleine, Sven Sindern, Carsten Münker, Ulf
Kempe und Bernd Buschmann für ihre Bereitschaft, fachliche Probleme mit mir zu diskutieren
und für ihre Anregungen

beim Land Sachsen und der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Förderung
des Projekts

und last but not least bei Martin Herbst, Hagen Gehne und den Großeltern meiner Kinder, die
ermöglicht haben, daß ich berufliche Termine auch außerhalb der Öffnungszeiten unseres Kin-
dergartens wahrnehmen konnte.

Inhaltsverzeichnis

KAPITEL 1 *Geologischer Bau des Untersuchungsgebietes und Problemstellung* 11

1.1. Ozeanische und kontinentale Kruste in den Altaiden 11

1.2. Der Ural 14

1.2.1. Die tektonische Entwicklung des Urals 14

1.2.2. Der Aufbau des Urals 14

1.3. Problemstellung 18

1.4. Granite und Deformation 21

KAPITEL 2 *Methodik* 25

2.1. Auswahl der Untersuchungsmethoden 25

2.2. Auswertung von Landsat-TM-Szenen im Ostural 27

2.2.1. Charakteristik der Satellitenszenen 27

2.2.2. Bearbeitung der Satellitenszenen 27

2.2.3. Lineationsmuster von Landsat-TM-Szenen im Ostural 27

2.2.4. Interpretation der Lineationsrosen 28

2.3. Die Feldarbeit 30

2.4. Untersuchungen an Dünnschliffen 31

2.4.1. Polarisationsmikroskopie 31

2.4.2. Rasterelektronenmikroskopie 31

2.4.3. Korngrößenanalyse 31

2.4.4. Druck- und Temperaturabschätzungen 32

2.5. Geochronologie 33

2.5.1. Aufbereitung 33

2.5.2. Chemischer Aufschluß der Präparate und Säulenchromatographie 33

2.5.3. Massenspektrometrie 34

2.5.4. Datenauswertung 34

2.6. Geochemie 36

KAPITEL 3 *Der regionale Überblick- Auswertung von Landsat-TM-Szenen* 37

3.1. Abgrenzung geologischer Baueinheiten anhand der Satellitenszene 37

3.2. Der Groundcheck 38

3.3. Lineationsmuster des Urals 40

3.4. Die Kontinentalkomplexe der Osturalzone 42

3.5. Zusammenfassung 44

4.1. Der Kenntnisstand über den Dzhabyk-Granit-Gneis-Komplex 45

4.2. Der Geländebefund 46

- 4.2.1. Der Gneismantel 46
- 4.2.2. Der Intrusionsrahmen 47
- 4.2.3. Große uralische Scherzonen 48
- 4.2.4. Finale Exhumierung 49
- 4.2.5. Ergebnisse der Geländearbeit 49

4.3. Mikrostrukturanalyse 51

- 4.3.1. Die Gefügeentwicklung 51
- 4.3.2. Qualitative Beschreibung des Kalifeldspatzerfalls unter dem REM 58
- 4.3.3. Korngrößenverteilung in ausgewählten Dünnschliffen 60
- 4.3.4. Kristallisations- und Deformationsbedingungen 61
- 4.3.5. Ergebnisse der Mikrostrukturanalyse 63

4.4. Geochronologie 65

- 4.4.1. Kristallisationsalter 65
- 4.4.2. Abkühlalter 70
- 4.4.3. Thermo- und Chronologie 72
- 4.4.4. Präuralidische Altersinformationen 74
- 4.4.5. Ergebnisse der Geochronologie 75

4.5. Geochemische Eigenschaften der Gesteine der Gneisplatte von Kartali 76

- 4.5.1. Allgemeine Eigenschaften der Proben 76
- 4.5.2. Wirkung der Metamorphose auf den Gesteinschemismus 76
- 4.5.3. Primäre Heterogenitäten 79
- 4.5.4. Bestimmung des tektonischen Settings 81
- 4.5.5. Rekonstruktion der Magmenquelle 82
- 4.5.6. Vergleich der geochemischen Eigenschaften der Gneisplatte mit Daten aus dem Dzhabyk-Pluton 84
- 4.5.7. Zusammenfassung 85

4.6. Aufstiegs- und Deformationsgeschichte des Dzhabyk-Granit-Gneis-Komplexes 87

5.1. Der Kenntnisstand über den Suunduk-Pluton 89

5.2. Die Geländeaufnahme 90

- 5.2.1. Der Gneismantel 91
- 5.2.2. Der Intrusionsrahmen 93
- 5.2.3. Magmendynamik kontra regionales Streßfeld 93
- 5.2.4. Späte Exhumierung 94
- 5.2.5. Ergebnisse der Geländeaufnahme 94

5.3. Mikrostrukturen 97

- 5.3.1. Der östliche Gneismantel des Suunduk-Komplexes 97

-
- 5.3.2. Vergneisung am Westrand des Suunduk-Plutons 104
 - 5.3.3. Diskordante Gneise des Suunduk 105
 - 5.3.4. Deformationsbedingungen 105
 - 5.3.5. Zusammenfassung 106
 - 5.4. Geochemie 108**
 - 5.4.1. Allgemeine geochemische Eigenschaften 108
 - 5.4.2. Heterogenitäten der geochemischen Signaturen 110
 - 5.4.3. Rekonstruktion des Edukts 113
 - 5.4.4. Tektonomagmatische Diskriminanz 114
 - 5.4.5. Zusammenfassung 114
 - 5.5. Aufstiegs- und Deformationsgeschichte des Suunduk-Komplexes 116**

KAPITEL 6 *Der geologische Rahmen der Granit-Gneis-Komplexe 119*

- 6.1. Einleitung 119**
- 6.2. Der Intrusionsrahmen 120**
 - 6.2.1. Die Sedimente 120
 - 6.2.2. Basite und Ultrabasite 122
- 6.3. Diskussion der tektonischen Stellung der OUZ 123**
- 6.4. Herkunft der postkollisionalen Schmelzen 126**
- 6.5. Die Wurzel unter der OUZ 127**
- 6.6. Zusammenfassung 129**

KAPITEL 7 *Diskussion und Interpretation der Ergebnisse 131*

- 7.1. Die Gneiskomplexe der OUZ - juvenile kontinentale Kruste 131**
- 7.2. Rekonstruktion der Magmenquelle 134**
- 7.3. Die tektonomagmatische Entwicklung der Granit-Gneis-Komplexe 138**
- 7.4. Magmenaufstieg und Plutongeometrie 140**
- 7.5. Die regionale Entwicklung im Ostural 143**

KAPITEL 8 *Zusammenfassung 147*

- Literaturverzeichnis 151**
- Abbildungsverzeichnis 157**
- Tabellenverzeichnis 161**
- Anlagen**
- Versicherung**

Abkürzungsverzeichnis

| | | | |
|--------------------------------------|---|------------------------|---|
| A/CNK | Aluminosität: $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ | N | normal, normiert |
| A/NK | Aluminosität: Al_2O_3/Na_2O+K_2O | n.B. | nördliche Breite |
| Alm | Almandin | NBS | National Bureau of Standards |
| am | Amphibol | NWG | Nachweisgrenze |
| And | Andradit | ö.L. | östliche Länge |
| ap | Apatit | OIB | Oceanic Island Basalt |
| BABI | Best Achondritic Basaltic Initial | OP | Oceanic Plagiogrants |
| bi | Biotit | or | Orthoklas |
| BSE | Back Scattered Electron | ORG | Oceanic Rift Granitoids |
| CAG | Continental Arc Granitoids | OUZ | Ostural-Zone |
| CCG | Continental Collision Granitoids | p | pressure |
| Ce* | chondritscher Gehalt von Cer | p.A. | pro analysi |
| CEUG | Continental Epirogenic Granitoids | ph | Phengit |
| c_i | Konzentration eines Elementes i | p_{H2O} | Wasserdampfdruck |
| CL | Cathodolumineszenz | plg | Plagioklas |
| D | Diskriminanzfunktion | POG | Post Orogenic Granitoids |
| def. | deformiert | PTFE | Polytetrafluor-Ethylen |
| EDS | Energy-length Dispersive Spektrometer | Pyr | Pyrop |
| ep | Epidot | QD | Destillation in Quarzglasdestille |
| Eu* | chondritscher Gehalt von Europium | Qu | Quarz |
| exp | Exponent | ρ | Dichte |
| FT | Fission Track | REE | Rare Earth Elements |
| f_v | Volumenfaktor | REM | Rasterelektronenmikroskop |
| Ga | Gigajahre | RGB | Rot-Grün-Blau Farbskala |
| GPS | Global Positioning System | RRG | Rift-related Granitoids |
| Gr | Granat | ru | Rutil |
| Gro | Grossular | σ² | Standardabweichung |
| HFSE | High Field Strength Elements | s² | Streuung |
| hp | high pressure | Sed. | Sediment |
| HREE | Heavy Rare Earth Elements | SP | stark peralumin |
| hT | high temperature | Spess | Spessartin |
| IAG | Island Arc Granitoids | St | Standard |
| ICP | Inductively Coupled Plasma | strat. | Stratigraphisch |
| ICP-MS | Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer | Syn-COLG | Syn-collisional Granitoids |
| ini. | initial | T | Temperatur |
| ion | deionisiert im Ionenaustauscher | t | total |
| ISO | International Standard Organisation | T_c | Schließungstemperatur |
| kfs | Kalifeldspat | T_{DM} | Modellalter für die Abspaltung aus dem abgereicherten Mantel |
| La_N/Yb_N | chondritnormiertes Elementverhältnis | TIMS | Thermionenmassenspektrometer |
| LILE | Large Ion Lithophile Elements | TM | Thematic Mapper |
| lp | low pressure | UdSSR | Union der Sozialistischen Sowjetrepubliken |
| LREE | Light Rare Earth Elements | UTM | Universal Transverse Mercator |
| M | Referenzmasse | VAG | Volcanic Arc Granitoids |
| m | Masse | WDS | Wave-length Dispersive Spektrometer |
| Ma | Megajahre | WIDIA | "wie Diamant"- Sinderhartmetall auf Wolframkarbidbasis |
| MOHO | Mohorovicic-Diskontinuität | WPG | Within-plate Granitoids |
| MORB | Mid Ocean Ridge Basalts | wr | Whole Rock |
| MQ | Milli-Q Ionenaustauscher | wt% | Masseprozente |
| MREE | Middle Rare Earth Elements | X_N | Massengewinn |
| MSWD | Mean Squared Weighted Deviates | χ | Mittelwert |
| MUF | Main Uralian Fault | zr | Zirkon |
| mus | Muskovit | | |
| myr | Myrmekeit | | |

Geologischer Bau des Untersuchungsgebietes und Problemstellung

1.1. Ozeanische und kontinentale Kruste in den Altaiden

Die Bildung eines Kontinents aus ozeanischer Kruste nimmt wohl nur selten so große Ausmaße an wie im Paläozoikum im Altaiidischen Gebirge. Das Gebirge erstreckt sich am Süd- und Westrand des Angarakratons etwa vom Lauf der Angara und des Jenisej nach Westen bis zum Aralsee und zum Ural und nach Süden bis ans Tarimbecken und den Bel Shan. Dieses Orogen fügte dem asiatischen Kontinent auf einer Fläche von ca. 5.3 Millionen km² Material an, das dem in heutigen subduktionsbedingten Akkretionskomplexen gefundenen äquivalent ist. Basische Vulkanite und klastische Sedimente, die von Inselbogenplutoniten intrudiert wurden, bilden das Basement des Westsibirischen Beckens (Abbildung 2 auf Seite 13) und bauen die umgebenden Gebirge Ural-Kasachisches Hochland-Tien Shan-Altai-Sajan auf (Sengör et al. 1993).

Die Altaiden haben sich vom Vendium bis zum Perm an einer riesigen Subduktionszone gebildet, die vor einem migrierenden Inselbogen gelegen war. Dieser Inselbogen zeichnet sich durch eine sehr einheitliche zeitliche und tektonische Entwicklung aus. Rekonstruktionen auf der Grundlage paläomagnetischer Daten erlauben den Schluß, daß Baltica und Sibirien im Vendium entlang ihrer heutigen Nordgrenze miteinander verbunden waren (Abbildung 1 auf Seite 12). Im Osten war den Kontinenten ein gemeinsamer aktiver Kontinentalrand vorgelagert. Das Rifting zwischen Europa und Sibirien ist in ca. 600 Ma alten Dykes der Finnmark und N-Kolas repräsentiert und auf der sibirischen Gegenseite wahrscheinlich in den undatierten Riffüllungen der Taymyr-Halbinsel. Folge dieses Riftings war die Öffnung eines Ozeans, der nach Sengör et al. (1993) als Khanty-Mansi-Ozean bezeichnet wird. Das Rift lag etwa senkrecht zur Subduktionszone, und diese blieb bei der Öffnung des Ozeans erhalten und setzte sich vor Sibirien und dem Khanty-Mansi-Ozean als Kipchak-Bogen und vor Europa wahrscheinlich als cadomischer Inselbogen (Ustaömer 1999) fort. Bei der Annäherung an Osteuropa hat die sibirische Platte eine relative Drehung von 60° im Uhrzeigersinn vollführt, was die Anlage zahlreicher sinistraler Blattverschiebungen im Bereich der gesamten Altaiden erklärt. Im frühen Karbon entstanden Altai und Mongolei. Im späten Karbon drehte sich Osteuropa im Verhältnis zu Sibirien rechtslateral, was zur Konsolidierung Kasachstans führte. Im Perm erfolgte die Umkehrung des Schersinns zwischen Sibirien und Osteuropa, die mit Extension,

besonders im Westsibirischen Tiefland, verbunden war. Die tektonischen Aktivitäten hielten im Bereich des Westsibirischen Beckens bis in die Trias an (Sengör et al. 1993).

ABBILDUNG 1. Entstehung des Altaidischen Gebirges durch die Rotation Sibiriens gegenüber Baltica nach Sengör et al. (1993)

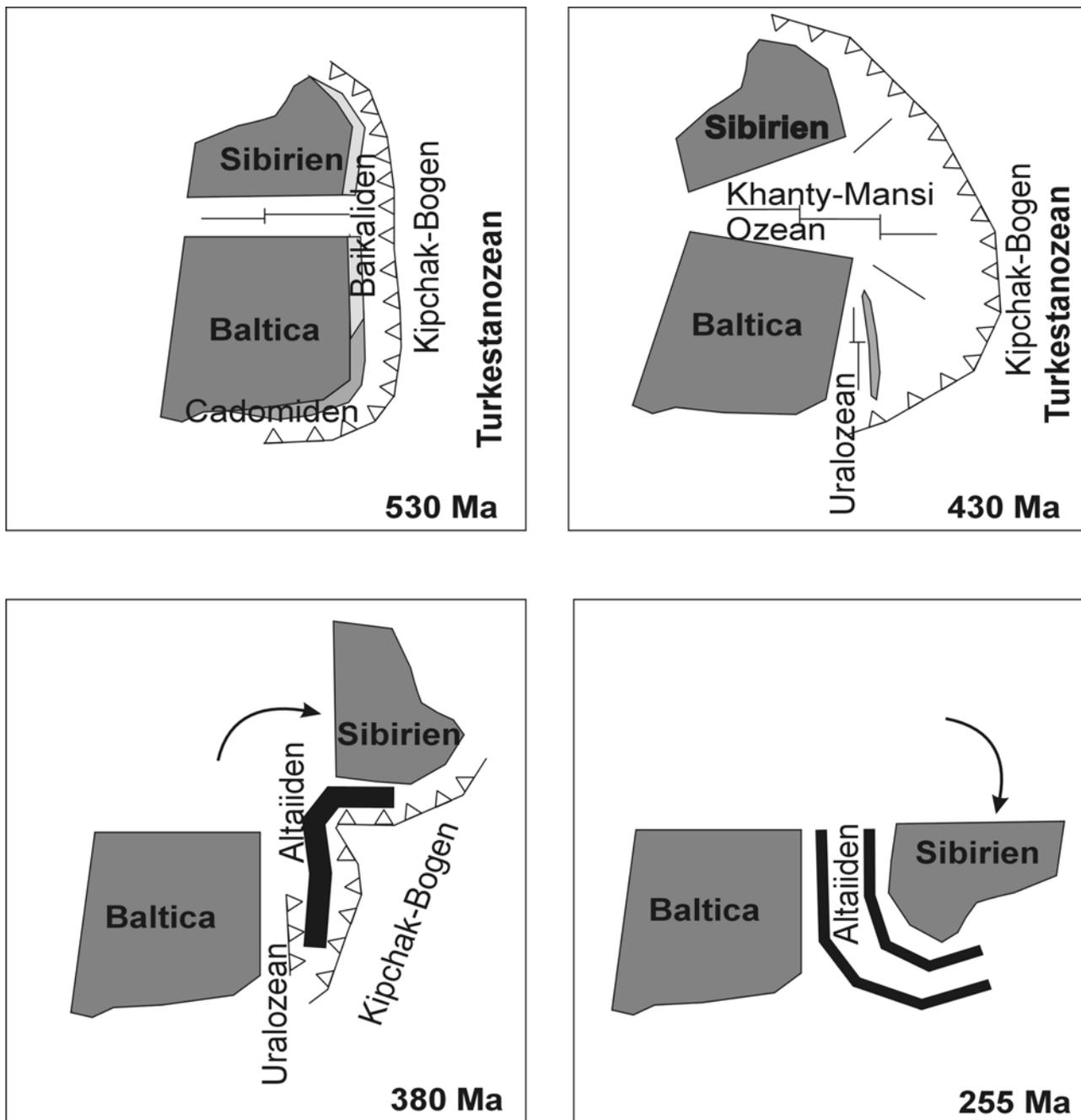
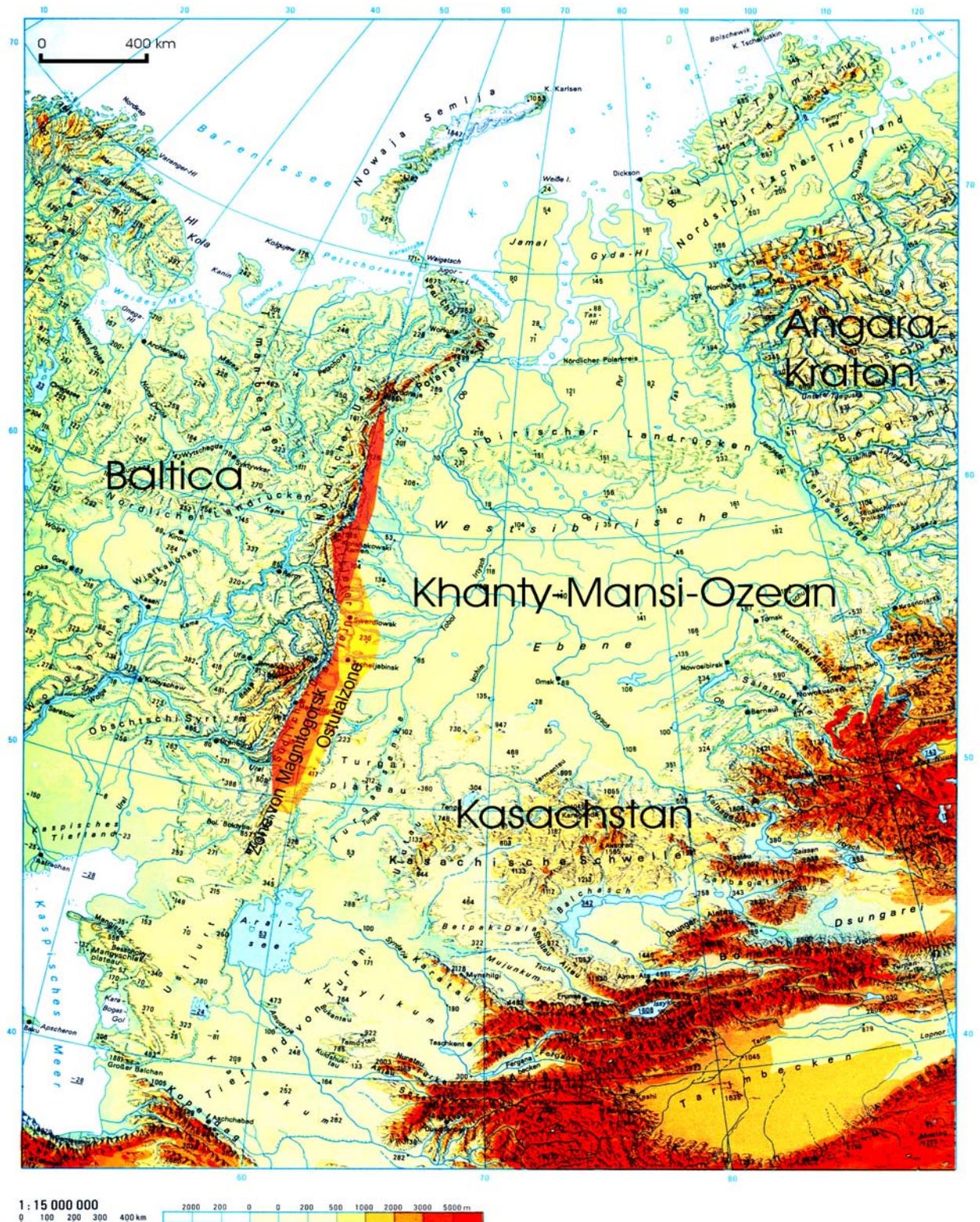


ABBILDUNG 2. Topographische Karte Nordwestasien (Haack Weltatlas 1984): Das Basement des Westsibirischen Tieflands besteht aus basischen Gesteinseinheiten, die wegen ihrer hohen Dichte unter Meeresspiegelhöhe liegen. So bildet das Westsibirische Tiefland trotz seiner mächtigen Sedimentdecke eine Senke, die sich deutlich von der kontinentalen Kruste des Angara-Kratons und Balticas abgrenzen läßt.



1.2. Der Ural

1.2.1. Die tektonische Entwicklung des Urals

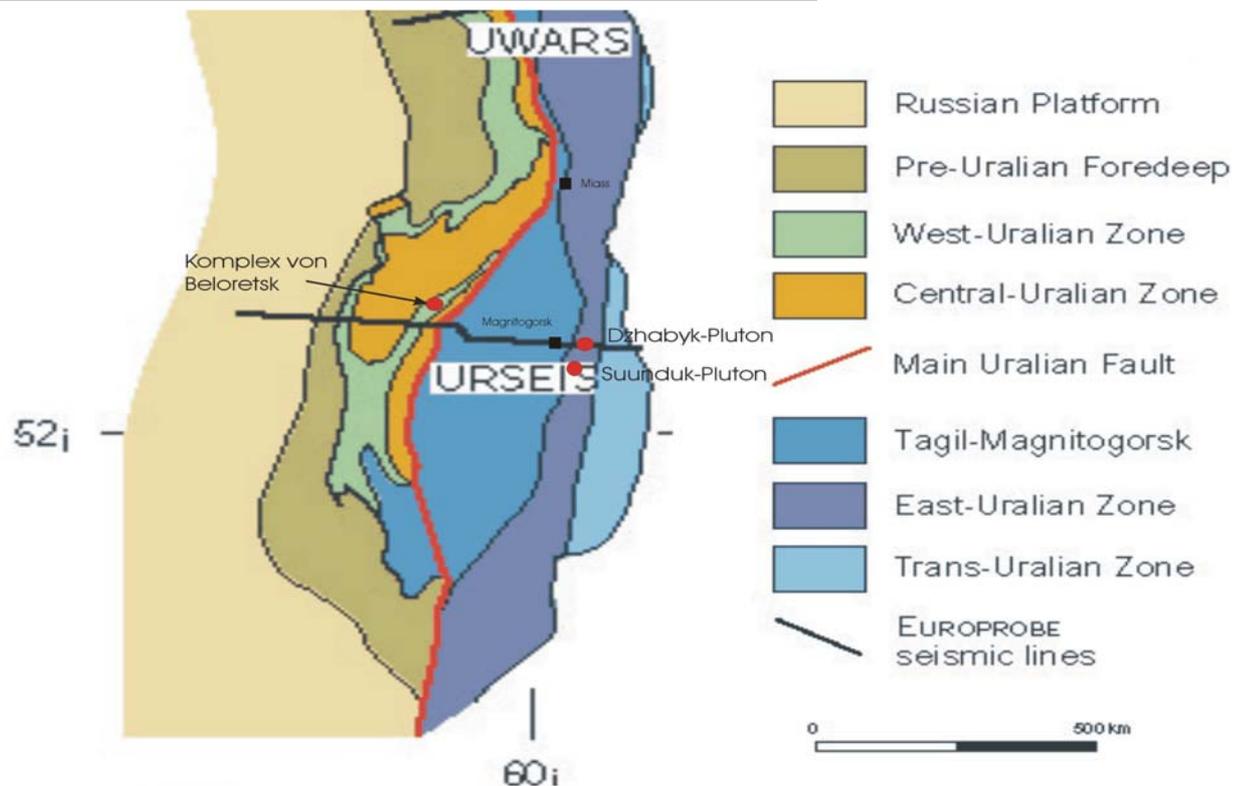
Die Uraliden bilden das nordwestlichste Glied der Altaiidischen Gebirgskette und die Naht zwischen diesem Orogen und dem Osteuropäischen Kontinent. Sie erstrecken sich über 2800 km zwischen Polarmeer und Aralsee von N nach S. Im Westen liegt das Orogen dem Osteuropäischen Kraton auf. Im Osten wird es von den Sedimentablagerungen des Westsibirischen Tieflands überdeckt. Der Ural ist ein bivergent aufgebautes Orogen mit einem orogenen Keil im Zentrum und einem westvergenten Falten- und Überschiebungsgürtel im Westen und ostvergenten krustalen Strukturen im Osten. Es entstand durch Kontinent-Inselbogen-Kollision am Kontinentalrand Osteuropas.

Die tektonische Entwicklung des Urals begann im Ordovizium mit der Öffnung des Uralozeans als Randmeer des Khanty-Mansi-Ozeans (Sengör et al. 1993). An einer nach Osten einfallenden Subduktionszone, hinter der sich ein Inselbogen bildete, der heute als Magnitogorsker bezeichnet wird, wurde der Uralozean wieder geschlossen. Bereits im Ordovizium bis Untersilur wurde das Randmeer eingengt (Zonenshain et al. 1984), im Devon und Unterkarbon wurde es an einer ostvergenten Subduktionszone geschlossen, so daß es zur Akkretion des Inselbogens an Europa kam. Diese ostvergente Subduktionszone war nach Schließung des Ozeans als Haupturalstörung (Main Uralian Fault = MUF) weiter aktiv, zuerst als Überschiebungsbahn, an der hp-metamorphe Einheiten aus dem Bereich der Subduktionszone exhumiert und dann an flachen westvergenten Überschiebungsbahnen auf niedriggradig metamorphe Einheiten des Europäischen Kontinents plaziert wurden. Nach einer Phase tektonischer Ruhe im oberen Karbon kam es zur Anlage eines großräumigen Faltenbaus, der auch den Bereich östlich der Haupturalstörung erfaßte. So bildeten sich in Perm und Trias assymetrische Syn- und Antiklinalen. Nach Beendigung der Kompression setzte im Perm die postkollisionale Prägung des Orogens ein, die besonders durch sinistralen strike-slip hervorgerufen wurde, denn die Rotation der Sibirischen Platte im Uhrzeigersinn relativ zu Europa hielt noch an. Postkollisionale Strukturen sind besonders im östlichen Teil des Urals dokumentiert (Bankwitz et al. 1997), wo die Intrusion großer Schmelzmengen eine Entkopplung der Kruste erleichterte. Der sinistrale strike-slip führte zur Ausprägung steilachsiger Falten und steil einfallender Blastomylonitzonen. Diese strike-slip Tektonik steht im Gegensatz zu der im Westural angetroffenen Krustenstapelung an flach einfallenden Bewegungszonen. Eine postorogene tektonische Entwicklung des Urals hat es so gut wie nicht gegeben. Jüngste Spaltspurenuntersuchungen zeigen eine nur äußerst geringe Erosionsrate und Exhumierung seit dem Jura (Seward et al. 1997). Eine rezente Aufwölbung des Südurals erklärt sich aus der sedimentären Auflast im Vorland des Himalaja und des Alpidischen Gebirges und zeigt, daß sich Europa und Asien als kohärente Platte verhalten. Das rezente Profil des Urals jedoch ist ein Relikt der uralischen Orogenese.

1.2.2. Der Aufbau des Urals

Der Ural weist einen deutlichen Zonarbau auf, der die Grundlage für die Untergliederung des Gebirges in sechs geologische Einheiten bildet (Abbildung 4 auf Seite 17). Alle Zonen verlaufen von Nord nach Süd (Abbildung 3 auf Seite 15).

ABBILDUNG 3. Zonengliederung des Südlichen Urals nach Pérez-Estaun et al. 1996). Die URSEIS-Linie ist Grundlage für die Profile in Abbildung 4 auf Seite 17



Der westliche Teil des Gebirges besteht aus einem Vorlandüberschiebungsgürtel, dem sogenannten Westlichen Falten- und Überschiebungsgürtel (Abbildung 4 auf Seite 17). Dieser Teil des Gebirges bildet das Morphogen Ural und beinhaltet die am besten aufgeschlossenen Einheiten des Urals, weswegen er am häufigsten geologisch untersucht wurde. Dieser Teil des Urals besteht aus typischen kontinentalen Krusteneinheiten mit einer durchschnittlichen Krustendichte von $2,7 \text{ g/cm}^3$ (Döring und Götze 1997). Der Westliche Falten- und Überschiebungsgürtel wird in zwei Zonen untergliedert, die Westural- und die Zentraluralzone.

Die Westuralzone umfaßt dem osteuropäischen Kraton aufliegende Sedimentstapel aus Vorlandflysh, Molasse und Kontinentalrandsedimenten, die bei der Gebirgsbildung verformt und metamorphisiert wurden. Die Zentraluralzone wird aus Deckenstapeln aufgebaut, die auf flachen westvergente Überschiebungsbahnen aus dem Bereich der Haupturalstörung und des Osturals nach Westen befördert wurden. Außerdem ist im Komplex von Beloretsk cadomisches Basement aufgeschlossen, das von Giese et al. (1999) als Terran interpretiert wird.

Die Haupturalstörung (MUF) bildet die Suture des Gebirgszuges und trennt die saure Kruste im Westen von der basischen im Osten. Sie streicht über große Bereiche als serpentinitische Melangezone aus, fällt flach nach Osten und läßt sich in seismischen Profilen bis in 15 km Tiefe verfolgen. Im Silur und Unterdevon war sie als Subduktionszone, im Oberdevon und Karbon als Überschiebungsbahn aktiv, in Perm und Untertrias als strike-slip Zone (Kisters et al. 1999). Ein tektonischer Hiatus, der die Umstellung der kompressiven in strike-slip Tektonik einleitete, ist durch die Intrusion kleinvolumiger Granitoide und die Entstehung von Goldmineralisationen gekennzeichnet. Spaltspuren-Daten von Seward et al. (1997) belegen, daß die Störung seit der unteren Trias inaktiv ist.

An die Haupturalstörung schließt sich östlich der orogene Keil des Urals an. Er wird im Westen von der MUF und im Osten vom Kartali Seismic Reflector begrenzt (Abbildung 4 auf Seite 17). Der oro-

gene Keil besteht aus basischen Gesteinseinheiten mit einer hohen durchschnittlichen Krustendichte von $2,9 \text{ g/cm}^3$ (Döring und Götze 1997). Dieser Bereich des Orogens tritt nicht als Gebirge zu Tage sondern bildet ein welliges Flachland, unter dem aber die Wurzel des Urals konserviert wurde (Abbildung 4 auf Seite 17). Die MOHO fällt im Westteil des Keils auf eine Tiefe von ca. 53 km ab. Der orogene Keil des Urals wird in zwei Zonen untergliedert: Die Zone von Magnitogorsk und die Osturalzone.

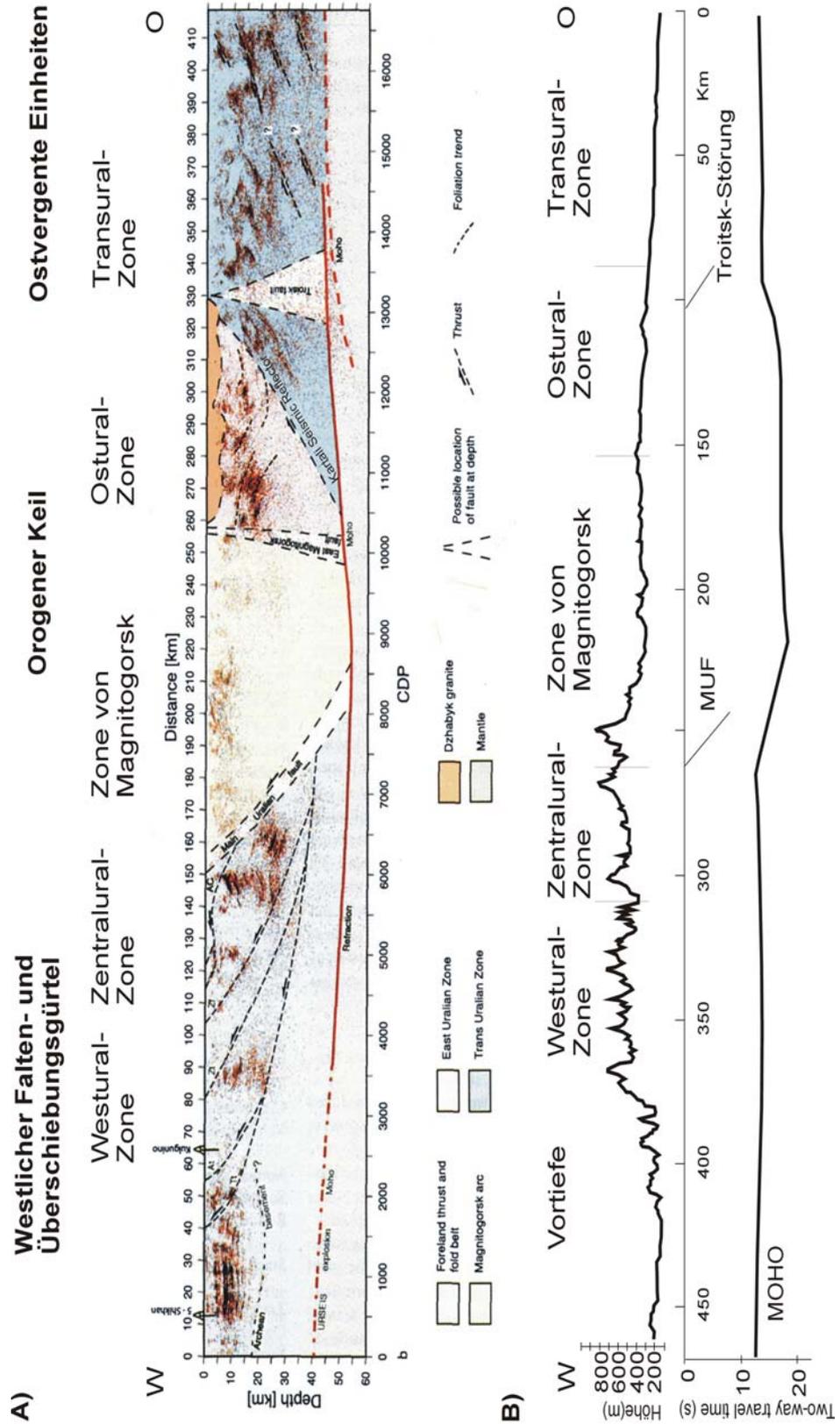
Die Zone von Magnitogorsk besteht aus den mitteldevonischen fore-arc Sedimenten der Irendyk-Formation und den Vulkanitkomplexen des Inselbogens im Osten. Diese Einheiten wurden bei der Ural-kollision verfaultet und in untergeordnetem Maß überschoben. Im Osten wird die Zone von einer großen Störung begrenzt. Die back-arc Bereiche fehlen. Die östliche Grenze, die East-Magnitogorsk Fault ist eine serpentinitische Melange, die ähnliche Eigenschaften wie die Haupturalstörung aufweist. Sie streicht von Nord nach Süd und beinhaltet zerscherte kalkalkalische Vulkanite, ophiolithische Fragmente, Granite und Sedimente. Im Gegensatz zur Haupturalstörung fällt diese Scherzone jedoch nach Westen ein. Permische Tektonik fehlt in der Zone von Magnitogorsk.

Die Osturalzone (OUZ) ist eine extrem heterogen aufgebaute geologische Einheit. Sie besteht aus N-S streichenden Scherlinsen, die jeweils durch spezielle Lithologie und Metamorphosegrade gekennzeichnet sind. Undeformierte Granite stehen Ultramyoniten gegenüber, unmetamorphe Sedimente amphibolitfaziellen Metagesteinen und saure Gesteine ultrabasischen. Dieses große Spektrum an Gesteinen läßt sich drei Gruppen zuordnen. Erstens sind im Mittleren Ural Metavulkanite und -sedimente aufgeschlossen, die als Inselbogengesteine interpretiert werden und in eine Tiefe mit 6-10 kbar Druck versenkt waren (Echtler et al. 1997). Zweitens wird der Süduval von ozeanischer Lithosphäre dominiert. Gabbros, Serpentine und Amphibolite sind in Scherzonen aufgeschlossen und repräsentieren ozeanische Kruste. Diese wird von Klastiten bedeckt, die bei einer monotonen marinen Sedimentation von Kambrium bis Unterkarbon entstanden sind. Drittens sind in die Einheiten eins und zwei Granit-Gneis-Komplexe eingeschaltet. Sie bestehen aus Graniten, die von Gneisen ummantelt werden. Bemerkenswert ist der hohe Granitanteil von bis zu 90% in diesen Komplexen. Zwei Gruppen von Intrusivgesteinen werden nach Fershtater et al. (1997) unterschieden: frühe geringvoluminöse Granodiorite und Granite mit einem Alter von 360-320 Ma und große Granitbatholithe mit einem Alter von 290-260 Ma. Die OUZ weist zwei Gemeinsamkeiten mit der MUF auf: sie enthält Granitoide, die sich vor ca. 330 Ma gebildet haben und Goldlagerstätten. Die tektonische Prägung der OUZ erfolgte im Oberkarbon-Trias im postkollisionalen Stadium der Uralorogenese. Synkollisionale Tektonik fehlt hier völlig. Eine amphibolitfazielle Regionalmetamorphose ist an die Platznahme der Gneis-Komplexe gebunden, eine Grünschiefermetamorphose an große N-S gerichtete Blattverschiebungszonen, die im Perm aktiv waren und sinistrale Plattenbewegungen akkumulierten (Kisters et al. 1999 und Bankwitz et al. 1997).

Die Ostgrenze des orogenen Keils wird durch den Kartali Seismic Reflector gebildet, der mit ca. 30° nach W unter die OUZ einfällt und als eine Zone hoher Reflektion in seismischen Profilen deutlich hervortritt (Tryggvason et al. 2001). An seinem Ausbiß an der Tagesoberfläche wird der Kartali-Reflektor von der Troitsk-Störung überprägt, einer postkollisionalen Blattverschiebungszone, die steil nach Osten einfällt, und ist so nicht im Gelände erkennbar.

Im östlichen Vorland des Urals schließt sich die Transuralzone an, die von mesozoischen sedimentären Ablagerungen überdeckt wird und deren geologischer Bau deshalb nur unzureichend bekannt ist. Die Zone besteht aus ostvergent gestapelten Fragmenten von Inselbögen und verschiedenen stark metamorphen sauren Gesteinen. Im seismischen Profil (Tryggvason et al. 2001) ist sie durch mehrere westwärts einfallende Reflektoren gekennzeichnet. Von Puchkov (1997) beschriebene hp-Gesteine lassen vermuten, daß diese Reflektoren einschließlich des Kartali-Reflektors Subduktionszonen gewesen sein könnten. Dann wäre die Geometrie des orogenen Keils des Urals durch das Einfallen der Subduktionszonen an seinen Flanken vorgegeben.

ABBILDUNG 4. O-W Profile durch das Ural-Orogen: A) Im seismischen Profil ist der bivergente Aufbau des Orogens deutlich sichtbar (Tryggvason et al. 2001). B) Die Wurzel des Orogens befindet sich östlich des Uralgebirges (Knapp et al. 1996)

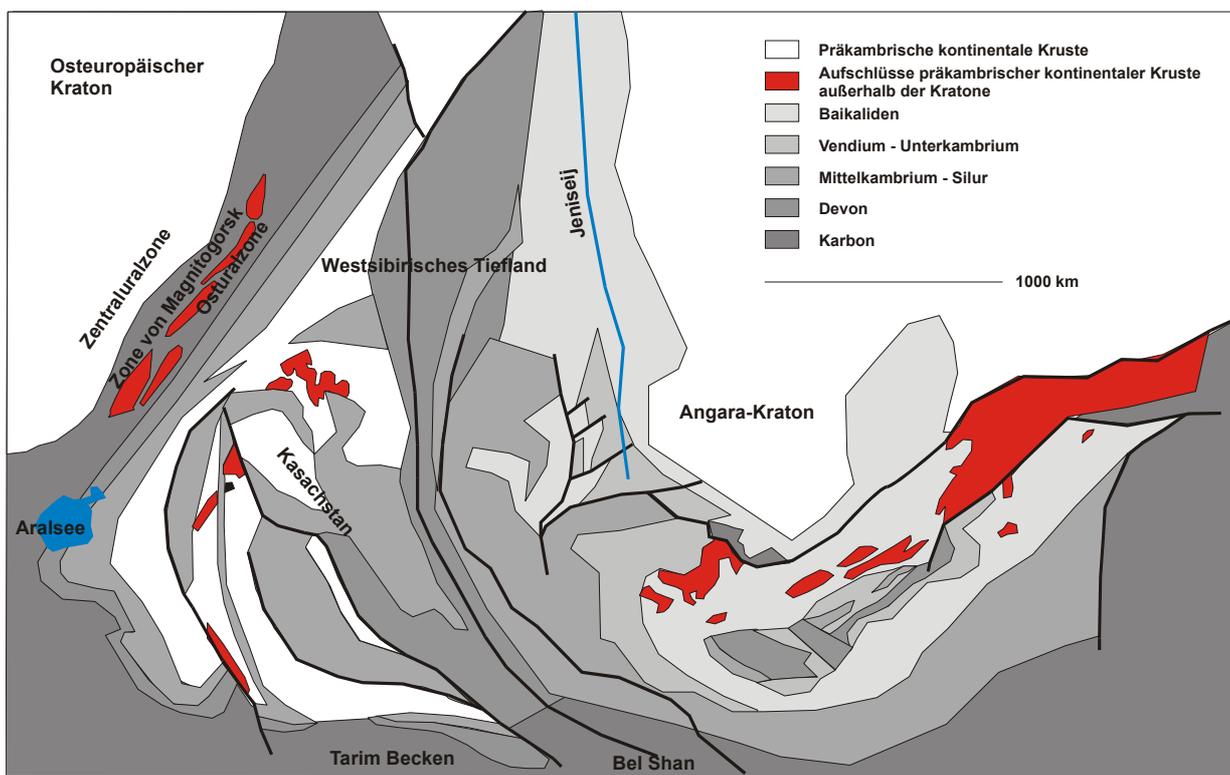


1.3. Problemstellung

Betrachtet man eine geologische Karte Asiens, fällt sofort auf, daß die Osturalzone (OUZ) eine besondere geologische Einheit ist.

Im nordwestlichen Zweig der Altaiden erstrecken sich ozeanische Einheiten über 1000 km von der Haupturalstörung bis zum Jenisej (Abbildung 5 auf Seite 18). Im westlichen Bereich dieser Einheiten treten jedoch exotische Krustenbestandteile auf: die Granit-Gneis-Komplexe der OUZ. Hier sind Bereiche kontinentaler Kruste in die ozeanischen Einheiten eingeschaltet. Dabei handelt es sich um hT/lp- metamorphe Gneise, die Granitplutone ummanteln. Diese bilden die Granitachse des Urals, die sich ausschließlich in der OUZ, dem Hinterland des Magnitogorsker Inselbogens, über 800 km von Nord nach Süd erstreckt. In diesem Bereich des Gebirges nehmen die kontinentalen Einheiten jedoch ca. 30% der Erdoberfläche ein. Außerhalb der OUZ gibt es im gesamten Bereich der westlichen Altaiden nur noch drei Ausbisse kontinentaler Krusteneinheiten am Nord- bzw. Westrand der kasachischen Schwelle.

ABBILDUNG 5. Der Altaiidische Gebirgszug (Skizze nach Sengör et al. 1993)



Wie gelangte die kontinentale Kruste in die ozeanischen Einheiten? Und warum treten die Granit-Gneis-Komplexe ausgerechnet in der OUZ gehäuft auf und nirgendwo anders in den Altaiden? Offensichtlich haben in der OUZ Prozesse mit einer besondern Dynamik stattgefunden, die diese Zone interessant für geologische Untersuchungen machen.

In der Uralgeologie wird die OUZ kontrovers diskutiert und oft mit der Zone von Magnitogorsk verlichen.

Die westlich der OUZ gelegene Zone von Magnitogorsk gilt als Musterbeispiel gut erhaltener rein

ozeanischer Kruste. In ihr sind unversehrte Inselbogenkomplexe und die dazu gehörigen Sedimentationsbecken zu finden. Die Kruste der Zone von Magnitogorsk hat nach Döring und Götze (1999) eine durchschnittliche Dichte von $2,9 \text{ g/cm}^3$ (im Gegensatz zu normaler kontinentaler Kruste mit $2,7 \text{ g/cm}^3$), und sie zeigt eine deutliche positive Bouger-Anomalie. Das Verhältnis seismischer Scher- zu Primärwellen, das sensibel für den Quarzgehalt im Gestein ist, beträgt 1,9-2 und zeigt wenig Quarz an (Döring und Götze 1999). All diese Merkmale unterstreichen, daß die Zone von Magnitogorsk eindeutig ozeanischen Ursprungs ist. Anzeichen für Fragmente kontinentaler Kruste fehlen völlig.

Im Gegensatz dazu zeigt die OUZ ein widersprüchliches Bild. In der OUZ sind vor allem marine Sedimente wie Grauwacken, Tonschiefer und Kalksteine aufgeschlossen. Aber auch basische Vulkanite, die denen der Zone von Magnitogorsk gleichen, sind zu finden. Die OUZ enthält ozeanische Kruste. Dazwischen geschaltet sind die Granit-Gneis-Dome der Granitachse des Urals. Die OUZ enthält auch kontinentale Kruste.

Die im geophysikalischen Modell errechnete durchschnittliche Dichte der Kruste ist trotz der granitischen Intrusiva höher als bei normaler kontinentaler Kruste. Sie beträgt $2,8 \text{ g/cm}^3$ (Döring und Götze 1999). Diese hohe Dichte kann nur durch große Anteile basischer Gesteine hervorgerufen werden. Andererseits liegt das Verhältnis von seismischen Scher- zu Primärwellen bei 1,6-1,7. Es zeigt hohe Quarzgehalte in der Kruste der OUZ an.

Auch die Granitkörper zeigen in ihrer geochemischen Signatur kontinentale und ozeanische Charakteristika. Sie sind kalium- und rubidiumreich und stark peralumin, also S-Typ Granite. Aber sie haben primitive Nd- und Sr-Isotopien, die charakteristisch für I-Typ Granite sind (Fershtater et al. 1997).

Somit läßt sich die OUZ weder als kontinentale noch als ozeanische Kruste einstufen. Sie muß vielmehr als enge Vergesellschaftung beider Krustentypen verstanden werden.

Welche Prozesse konnten ozeanische Kruste und hoch metamorphe kontinentale Kristalline miteinander vermischen, ohne daß die ozeanische Kruste dabei stark deformiert oder metamorphisiert wurde? Bisher gibt es zwei Modelle, die die besondere geologische Situation in der OUZ zu erklären versuchen. Beide Modelle interpretieren die saure Kruste in der OUZ als proterozoische Fragmente kontinentaler Kruste. Diese Modelle gehen davon aus, daß der hohe Metamorphosegrad der in den Gneiskomplexen aufgeschlossenen Gesteine ein Indiz für ihr hohes Alter ist.

Nach Zonenshain et al. (1990) sind die hT/lp-metamorphen Einheiten präuralidisches Osteuropäisches Basement, das von allochthonen ozeanischen Einheiten überlagert wird. Im Spätstadium der Uralorogenese fand in den Basement-Einheiten eine intensive Granitisierung und Palingenese statt, die zur Bildung der Batholithe führte. Da die Granite heiß und von geringer Dichte waren, kam es zur Aufdomung. Somit ist in den Gneiskuppeln das präuralische Basement durch tektonische Fenster sichtbar geworden.

Wäre dieses Modell richtig, müßte sich die leichte kontinentale Unterkruste des Westurals unter der Zone von Magnitogorsk und der OUZ fortsetzen und dort einen deutlichen Kontrast zur basischen Oberplatte bilden, der sowohl in gravimetrischen als auch in seismischen Daten sichtbar sein müßte. Das ist nicht der Fall. Außerdem hätte der Dachbereich des Doms stark abgeschert werden müssen, als dieser aufstieg. Die entsprechenden Abschiebungsflächen werden aber in der Literatur nirgends beschrieben. Deshalb bietet das Modell von Zonenshain et al. (1990) keine befriedigende Erklärung für den Bau der OUZ.

Das Modell von Fershtater et al. (1997) verfolgt einen mobilistischen Ansatz. Die Gneise werden als alte Kruste von Mikrokontinenten interpretiert, die während der Uralorogenese an die östliche Magnitogorsk-Störung andockten. Diese Scherzone ist demnach eine Suture. So entstanden die sogenannten

island-arc Continental Complexes, die sich durch enges Beieinander ozeanischer und kontinentaler Krustenbestandteile auszeichnen.

Dieses Modell beachtet nicht, daß im Bereich des postulierten Mikrokontinents noch sehr viele ozeanische Basite und Sedimente aufgeschlossen sind. Ein einheitliches Terran aus kontinentaler Kruste existiert nicht. Auch Hinweise für synkollisionale Tektonik fehlen in der südlichen OUZ völlig. Das Modell ignoriert weiterhin, daß in der East Magnitogorsk Fault noch nie Hochdruckminerale wie Disthen oder Glaukophan beschrieben wurden. Stattdessen treten in der Scherzone metamorphe Minerale der Grünschiefer- und niedrigen Amphibolitfazies auf. Es ist unwahrscheinlich, daß die Scherzone wirklich eine Suture ist.

Weiterhin ist bemerkenswert, daß sich die Gneis-Komplexe der OUZ in einigen wesentlichen Eigenschaften vom Aufbau eines klassischen Gneis-Doms, wie er in Eisbacher (1991) beschrieben wird, unterscheiden. So fehlen die flachen Abscherhorizonte im Hangenden des Doms sowie der typische Brekzienhorizont. Beachtlich ist auch der extrem hohe Anteil an Magmatiten in den Gneis-Domen. Undeformierte Granite nehmen bis zu 80% der Ausbissfläche der Kristallinkomplexe ein. Da große Abscherhorizonte in der OUZ fehlen, muß angenommen werden, daß die Granit-Gneis-Dome durch einen anderen Mechanismus als durch tektonische Denudation aufgestiegen sind. Der hohe Anteil an Magmatiten in den Gneis-Komplexen sollte deshalb besonders berücksichtigt werden.

In neueren Arbeiten (Echtler 1998) wurden die Metamorphite der OUZ des Mittelurals mit tektonischen Arbeitsmethoden untersucht und als uralidische Bildungen eingestuft. Datierungen von Frigberg et al. (2000) in den granulitfaziellen Gneisen des Salda-Metamorphit-Komplexes bestätigen dieses Ergebnis. Die Protolithe der Gneise wurden mit 393 bzw. 350 Ma datiert. Diese Ergebnisse widersprechen der bisher getroffenen Annahme, daß besonders hoch metamorphe Gesteine besonders alt sein müssen. Sie widerlegen die beiden vorgestellten Modelle, bieten aber selbst noch keine Erklärung für die Entstehung der Granit-Gneis-Dome im Südural. Weitere Untersuchungen in diesen Gesteinseinheiten sind deshalb nötig.

Diese Arbeit hat das Ziel, den Aufstieg metamorpher Domstrukturen in der südlichen OUZ zu untersuchen. Dazu wurden verschiedene strukturgeologische Arbeitsmethoden verwendet. Die Arbeiten wurden besonders im Gneismantel der Dome durchgeführt, denn hier sind synkinematische und eventuell auch reliktsche Strukturen konserviert worden, die in den Graniten fehlen. Außerdem wurden die Granite von russischen und westeuropäischen Geologen bereits umfassend petrologisch und geochemisch analysiert (Fershtater et al. 1994, Ronkin et al. 1988, Montero et al. 2000, Gerdes et al. 2001). In ihrem Gneismantel wurden bisher jedoch fast keine Daten erfaßt.

Außer dem Aufstieg der Domstrukturen soll ihre Herkunft untersucht werden. Darum wurden die Gneise und einige Granitproben in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft geochemisch und isotopengeochemisch analysiert.

Die Methoden, die angewendet wurden, um dieses Projekt zu bearbeiten, werden im Kapitel 2 detailliert vorgestellt. Zuvor soll jedoch ein Überblick über die Vielzahl von Deformationsstrukturen gegeben werden, die in Verbindung mit Granitintrusionen auftreten können, um die im Text verwendeten Begriffe näher zu erläutern und die Argumentation leichter verständlich zu machen.

1.4. Granite und Deformation

Plutonite sind oft an aktive Deformationszonen gebunden. Ihre Beziehungen zu Störungen sind vielfältig. So können sich Störungssysteme besonders gut in Gebieten bilden, die durch thermische Aktivitäten aufgeweicht sind. Plutonismus kann in aktiven Deformationszonen durch Streß und Änderungen im thermischen Regime initiiert werden. Große krustale Scherzonen, die ein Gebiet, das Schmelzen enthält, durchqueren, ziehen Schmelze an, da sie Niedrigdruckgebiete sind (Weinberg 1995). So können Scherzonen die Plutonbildung kontrollieren, ohne direkten Einfluß auf den Aufstiegsmechanismus zu haben oder den Platz für den Plutonit zu schaffen. Andererseits können Störungen der Aufstiegsweg für Plutonite sein oder durch diese verursacht werden, denn die Kruste muß in gleichem Maße wegbewegt werden, wie die Magmenkammer wächst oder aufsteigt (Paterson et al. 1995).

Die Aufschmelzung eines Gesteines beginnt an den Korngrenzflächen. Dadurch bildet sich schnell ein durchgehendes Netzwerk von Schmelze und eine durch das Aufschmelzen verursachte Porosität im Gestein. Die Schmelze migriert durch porösen Fluß oder Magmenüberdruck und Kataklyse in ein Gebiet mit niedrigstem Druck und bestem physikalischen Gleichgewicht, im Normalfall nach oben. An der Solidusisotherme sinkt die Gesteinsporosität auf Null, eine weitere Schmelzmigration durch porösen Fluß ist nicht möglich. Ab 50% Aufschmelzrate kann Schmelze aus der Muttergesteinsregion durch Dykes entkommen, ohne zu erstarren. Die Schmelze sammelt sich unterhalb der Solidusisotherme, bis der Schmelzanteil im Gestein auf über 50% gestiegen ist. An der Basis der erhitzten Region sind dann nur noch 10% Schmelze vorhanden. Eine granitische Kappe, die von Restiten und Migmatiten unterlagert ist, entsteht. Wenn in der Magmenkammer der Schmelzanteil noch unter 50% liegt, sammelt sich immer mehr Schmelze an und der Auftrieb der Magmenkammer wird immer größer. Sie kann als Diapir aufsteigen. Eine Mindestschmelzmenge ist für diapirischen Aufstieg nicht nötig, der Körper kann auch in festem Zustand aufsteigen, wenn sein Auftrieb groß genug ist (Weinberg 1995). Die Aufstiegsgeschwindigkeit eines Diapirs ist gering und liegt im Bereich von m/a (Petford 1995). Scherzonen begünstigen den Aufstieg eines Diapirs, da die Gesteine hier weicher sind als in ungestörten Gebieten. Diapirmodelle sagen randliche Deformation von Plutonit und Rahmengestein, bedingt durch den Aufstieg, voraus. Die Foliation verläuft kontaktparallel (Clarke 1992) Die Dachbereiche eines Diapir sind entweder abgeschert oder stark geplättet. Diapire haben eine unregelmäßige Form und werden nicht vollständig von Störungen umschlossen (Brown und Piccoli 1995, Clarke 1992). Der Aufstieg durch Dykes geht viel schneller vonstatten als der durch Diapire, mit mm/s (Petford 1995). Es gibt sowohl die Möglichkeit zur passiven Ausnutzung präexistierender Anisotropieflächen als auch die der aktiven Bruchbildung durch das Magma. Eine aktive Verlängerung von Brüchen wird durch Spannungskonzentration an den Bruchenden begünstigt (Eisbacher 1991). Auf Grund der hohen Aufstiegsgeschwindigkeit bleibt keine Zeit, um vom Umgebungsgestein Material zu assimilieren. Verunreinigungen bleiben so auf die Platznahme beschränkt. Steigt Schmelze in einer aktiven Kompressionszone auf, nutzt sie meist präexistierende Anisotropieflächen aus, die nicht homogen deformiert werden und so eine Vielzahl lokaler aber miteinander verbundener Extensionsstrukturen enthalten (Collins und Sawyer 1995). Meist sind die Magmenwege Faltenschenkel oder Schieferungsflächen (Creaser 1995 und Nyman und Karlstrom 1995). Die Schmelze kann nicht vertikal migrieren, steigt aber auf Grund ihres Auftriebes subparallel zur regionalen Längungsrichtung. Der Magmentransfer ist dann nicht auf einzelne Dykes beschränkt sondern über ein großes Gebiet verteilt und fand durch ein Netzwerk strukturkontrollierter Kanäle statt (Creaser 1995). Die Platznahme erfolgt als kristallarme Schmelze mit weniger als 50%

Kristallen (Miller und Paterson 1995) in vielen kleinen Magmenpulsen (hunderte bis tausende m³). Die magmatische Foliation ist parallel zu der des Rahmengesteins oder der Scherzone, in die der Pluton intrudiert. Sie kann auch Falten bilden. Normalerweise hält die Deformation bis in den Subsolidusbereich an. Der Batholith selbst ist stark gelängt und eventuell verformt. Der Pluton ist auf Grund der kleinen Magmenstöße in Schichten aufgebaut. Das heißt, er enthält zahlreiche interne Lagen, die relativ klein sind und parallel zur regionalen Längungsrichtung orientiert sind. Die magmatische Foliation verläuft parallel zum Lagenbau (Chown 1995, Collins und Sawyer 1995, Miller und Paterson 1995).

Die Platznahme der meisten Batholithe erfolgt in postkollisionalen Extensionsregimen. In diesem tektonischen Setting verbindet sich ein großes thermisches Ungleichgewicht, das durch die vorangegangene Orogenese verursacht wird, mit guten Aufstiegs- und Platznahmebedingungen. Die Plutone sind oft isometrisch aufgebaut, die Internstrukturen liegen diskordant zum regionalen Deformationsstil. Ballooning nennt man das Wachsen von Plutonen, wenn das Magma von unten in das Plutoninnere gepumpt wird, das durch Dykes aufgestiegen ist. Diese Plutone haben einen subzirkularen Aufbau mit einer konkordanten Aureole durch Kompression und Plättung verformter Rahmengesteine (Clarke 1992). Deformation am Pluton selbst findet fast ausschließlich in der magmatischen Phase statt. Störungsgebundene Plutone nutzen den Platz, der von aktiven Störungen geschaffen wird. Sie müssen von deutlichen Störungen umgeben sein, die große Versatzbeträge aufweisen und sich weit in das Umgebungsgestein fortsetzen. Die Dach- und Bodenbereiche sowie das Umgebungsgestein sollten stark gedehnt oder an subhorizontalen Scherzonen abgeschoben worden sein. Die Plutonorientierung muß mit der Hauptstörungsrichtung übereinstimmen. Typisch für derartige Plutone ist die Bildung von sheeted complexes an den Plutonrändern (nach Brown und Piccoli 1995 und Clemens und Mawer 1992). Beim Stopping wird das Rahmengestein nach unten transportiert. Blöcke des Rahmens brechen vom Dach ab und sinken zum Boden der Magmenkammer. Bei diesem Aufstiegsmechanismus finden sich nur geringe platznahmebedingte Verformungsbeträge von wenigen Prozenten, und Störungen haben geringe Versatzbeträge von weniger als 10 m (Fowler et al. 1995). Magmatische Foliation entsteht überwiegend nach der Platznahme und reflektiert späte Magmenbewegungen. Beim Doming als Platznahmemechanismus eines Plutons wird das Rahmengestein nach oben bewegt. Das ist ein sicheres Indiz dafür, daß die Platznahme in einem sehr flachen Krustenniveau stattfand und die Kraft der Intrusion größer war als der Überlagerungsdruck des Daches (Clarke 1992). Granitisierung bezeichnet die metasomatische Verdrängung des Rahmengesteins durch einen Pluton. Die Übergänge vom Pluton zum Rahmen sind fließend (Eskola 1961), die originale Schieferung des Rahmens sollte in den weniger stark granitisierten Bereichen noch erhalten sein, dem regionalen Trend folgen und diskordant zum Plutonkontakt liegen.

Im mesoskopischen und mikroskopischen Bereich kann Deformation in Plutoniten drei verschiedene Erscheinungsformen haben: Deformation oberhalb des Solidus erzeugt asymmetrische Anwachssäume und Mikroaplite. Experimente von van der Molen und Paterson (1979) haben gezeigt, daß bei Kristallgehalten unter 70% keine Streßübertragung durch kristalline Strukturen erfolgt. Die Schmelze entweicht, und es entstehen keine sichtbaren Strukturen. Wenn weniger als 30% Schmelze existieren hat sich wahrscheinlich schon ein kristallines Netzwerk gebildet, in dem ein deformationsbedingter Materialfluß textuellen Ausdruck finden kann. Späte magmatische Fluide lagern sich dann besonders im Druckschatten von Kristallen an (Hibbard 1987). Die meisten Fluid-relocation Strukturen sind nur im Dünnschliff sichtbar, was den Schluß zuläßt, daß die Migrationswege sehr kurz sind. Es bilden sich Mikrobrüche, asymmetrische Anwachssäume und Versetzungen. Besonders in Kristallen mit

Zonarbau werden Schwänze, die im Druckschatten wachsen, gut sichtbar. Myrmekite bilden sich um Kalifeldspäte als Produkt der Kristallisation in Druckschatten und mit glatten Kornkontakten (Hibbard 1987).

Gleichzeitig finden im Kristallgitter Subsolidusprozesse statt, die sich nicht von der Deformation in anderen metamorphen Gesteinen unterscheiden. Da der Temperaturbereich, in denen Kristallgitter plastisch reagieren, von Mineral zu Mineral verschieden ist, kann man kristallplastische Strukturen zur Abschätzung der Deformationstemperatur benutzen. In einem Quarz-Feldspat-Gestein sind die in Tabelle 1 auf Seite 23 aufgeführten Kristallstrukturen zu erwarten.

TABELLE 1. Interkristalline Deformationstrukturen in Quarz und Feldspat

| Temperatur | Feldspat | Quarz |
|------------|--|---|
| >150°C | Kataklase mit ungleichkörniger Matrix | Kataklase, undulöses Auslöschern (Voll 1968, in Kruhl 1993) |
| >275°C | | einfache Subkörner (Voll 1976, in Kruhl 1993) |
| >290°C | undulöses Auslöschern, Druckzwillinge, Deformationslamellen (Kruhl 1993), Bookshelf-fractures (Passchier und Trouw 1996) | Rekristallisation (Voll 1980, in Kruhl 1993) |
| >450°C | Subkornbildung (Kruhl 1993), Kataklase mit gleichkörniger Matrix (Passchier und Trouw 1996) | |
| >500°C | Rekristallisation (Kruhl 1993), Myrmekite (Passchier und Trouw 1996) | |
| >600°C | keine Perthite mehr (Rösler 1986) | schachbrettartige Subkörner (Kruhl 1993) |

Schmid (1996) und Clemens und Mawer (1992) haben nachgewiesen, daß Sprödbüche sich in Gesteinen auch an deren Schmelzpunkt bilden können. Dazu sind nur geringe Spannungen nötig. Eine Porenflüssigkeit, in diesem Falle Schmelze oder die fluidmagmatische Phase, trägt durch ihre geringe Kompressibilität einen Teil der Normalspannung des Gesteins, besitzt andererseits aber keine Scherfestigkeit. Da der Porendruck in allen Richtungen wirksam ist, werden alle über den festen Rahmen des Gesteins wirkenden Normalspannungen um den Porendruck auf die sogenannte effektive Normalspannung reduziert. Brüchen können entstehen, die entweder ein Netzwerk bilden oder entsprechend dem regionalen Strebfeld ausgerichtet sind. In diese Brüchen intrudiert Schmelze, die kristallisiert und erneut bruchhaft versagen kann. Diese Intrusion bewirkt auch eine simple shear-Verformung des Umgebungsgesteins. Eine solcher Wechsel von Bruch und Bruchverfüllung wird als lit-par-lit-Intrusion bezeichnet.

Alle hier beschriebenen Prozesse können in der Natur miteinander gekoppelt auftreten. Wenn in einem Plutonit Fraktionierung nahe des Schmelzpunktes auftritt, können auch gleichzeitig Fluid relocation Strukturen entstehen, und das bereits erstarrte Kristallgitter reagiert mit duktiler Subsolidus Deformation. Auch ein Pluton als Ganzes verwendet in der Regel mehr als einen Aufstiegsmechanismus. Es ist aber möglich, daß der Beobachter von Feldebefunden und Mikrostrukturen nur den letzten maßgeblichen Prozeß identifizieren kann. Um die ganze Aufstiegs Geschichte rekonstruieren zu können, sind extreme Reliefunterschiede nötig, wie sie zum Beispiel in den Anden vorkommen (Clarke 1992). Allerdings ist es immer unmöglich, auch die Magmenquelle direkt aufgeschlossen zu finden. Deswegen muß man, um Aussagen über das Ausgangsgestein eines Plutons machen zu können, dessen geochemische Daten interpretieren.

2.1. Auswahl der Untersuchungsmethoden

Um die Entstehung der Gneis-Komplexe der OUZ beschreiben zu können, sollen 3 Teilprobleme geklärt werden:

Sind die Gneise präkambrisch oder uralidisch entstanden?

Wie sind die Metamorphitkomplexe aufgestiegen, wie erfolgte ihre Platznahme?

Aus welchem Ausgangsgestein/ welchen Ausgangsgesteinen haben sich die Gneise entwickelt?

Die Granit-Gneis-Dome sind die wichtigsten Struktureinheiten der OUZ. Ihre Bildung erklärt, wie der besondere geologische Bau der OUZ zustande kam. Diese Arbeit befaßt sich also mit einem Problem der regionalen Geologie. Deswegen sollen die Granit-Gneis-Dome im makroskopischen, mesoskopischen und mikroskopischen Bereich untersucht werden. Eine Kombination von strukturellen und stofflichen Untersuchungen ist nötig, um die oben genannten Problemstellungen zu klären.

I. Makroskopische Untersuchungen wurden unter Verwendung von Satellitenszenen und geologischen Übersichtskarten durchgeführt. Sie geben einen Überblick über den strukturellen und lithologischen Aufbau der gesamten Region.

II. Mesoskopische Untersuchungen umfassen alle Datenaufnahmen im Aufschlußmaßstab. Die Geländeaufnahme ist der wichtigste Teil der Arbeit, denn alle Labordaten müssen mit den feldgeologischen Gegebenheiten übereinstimmen und unter deren Berücksichtigung interpretiert werden.

III. Mikroskopische Untersuchungen beschreiben besonders die gefügeprägenden Prozesse in einem Kristallinkomplex, die in Mikrostrukturen konserviert werden.

a) Polarisations- und Rasterelektronenmikroskopie ermöglicht die detaillierte Beschreibung von Gefügen.

b) Digitale Korngrößenanalyse wurde zur objektiven Beschreibung von Korngrößenänderungen bei Gefügeumwandlung benutzt.

c) Petrologische Untersuchungen wurden mit dem Ziel durchgeführt, Druck- und Temperaturbedingungen abzuschätzen.

IV. Stoffliche Untersuchungen ermöglichen es, die frühe Entwicklung eines Gesteins, seine Herkunft und Bildungsbedingungen zu beschreiben. Die entsprechenden Daten sind im Gelände und im Dünnschliff nicht erfaßbar, da dort nur mechanische Prozesse der Spätphase der Entwicklung des Kristallinkomplexes konserviert werden.

a) Geochemische Daten ermöglichen Aussagen über das Ausgangsgestein, das tektonische Setting, in dem es sich bildete, und Mechanismen des Aufstiegs.

b) Isotopengeochemische Daten ermöglichen Aussagen über das Ausgangsgestein

c) Geochronologie wurde verwendet, um das Kristallisationsalter der Gneise zu bestimmen und den Abkühlpfad eines Gneiskomplexes zu rekonstruieren.

2.2. Auswertung von Landsat-TM-Szenen im Ostural

2.2.1. Charakteristik der Satellitenszenen

In dieser Arbeit wurden zwei Landsat-TM-Szenen verwendet, die den südöstlichen Ural im Bereich von 52°10`n.B. bis 55°20`n.B. zwischen Dzhetuigara in Kasachstan und Tscheljabinsk in Rußland abdecken. Die nördliche Szene 163-22 deckt jenes Gebiet ab, in dem die Zone von Magnitogorsk auskeilt. Da erwartet wurde, daß hier besonders starke tektonische Kräfte wirken, wurde anhand dieser Szene eine großflächige Lineationskarte erstellt. Im Gebiet der Satellitenszene 163-23 befinden sich die in dieser Dissertation bearbeiteten Metamorphit-Komplexe. Sie wurde zur Detailkartierung verwendet.

2.2.2. Bearbeitung der Satellitenszenen

Die Satellitenszenen wurden mit dem Programm ENVI (Environment for Visualizing Images) erzeugt. Zuerst wurden der Darstellungsmodus (RGB-Color oder Gray-Scale) ausgewählt und die drei zu verwendenden Kanäle festgelegt (Anlage 1.1). Ein interaktives Stretching der einzelnen Bänder ermöglichte eine verbesserte Färbung, Farbentiefe und verbesserte Darstellung von Konturen. Dann wurden Fehlpixel an den Farbcode der benachbarten Pixel angepaßt, denn im Bereich der gesamten Satellitenszene mußten nur ca. 20 Fehlpixel berichtigt werden, so daß durch diese Korrektur keine Verfälschung wichtiger Bilddaten zu erwarten war. Im nächsten Bearbeitungsschritt wurde die Szene geocodiert, durch vier der Primärdatei entnommene Eckkoordinatenpunkte für die Szene 163-22 und durch GPS-Referenzpunkte, die im Gelände gemessen wurden, für die Szene 163-23. Der Maßstab der Satellitenszene von 1:300 000 ergab sich durch die Ausgabebeschränkung des Plotters.

Von Henning (2000) wurden eine Gewässer-, eine Vegetations- und eine Lineationskarte erarbeitet. In dieser Arbeit sollen die Lineationsmuster näher beschrieben werden, denn mit ihrer Hilfe kann man auf den Kraftansatz schließen, der den tektonischen Baustil einer Region geprägt hat.

2.2.3. Lineationsmuster von Landsat-TM-Szenen im Ostural

Die Lineationsauswertung erfolgte visuell durch das Zeichnen der erkannten Lineationen auf ein Transparent, wobei das Satellitenbild die optische Grundlage bildet (Anhänge 1.2-1.9). Neben Geomorphologie, Flußsystemen, Vegetationsanomalien und Verfärbungen des Bodens wurde auch die Anlage landwirtschaftlicher Nutzflächen beachtet, denn nach der Großen Sozialistischen Oktoberrevolution wurde in der UdSSR die Landwirtschaft dadurch effizient gestaltet, daß die Beschaffenheit und Struktur des Untergrunds bei der Anlage der Felder beachtet wurden. So kann die Fortsetzung von Lineationen aus Bereichen ohne anthropogene Beeinflussung anhand eng begrenzter Vegetationswechsel über weite Strecken durch landwirtschaftliche Nutzflächen verfolgt werden.

Durch eine wiederholte Kartierung wurde versucht, ein möglichst objektives Kartenblatt zu erstellen. Trotzdem ist die erstellte Karte das Ergebnis einer von subjektiven Faktoren beeinflussten

Interpretation (Kühn et al 1995). Deshalb ist es notwendig, die Richtigkeit der gewonnenen Daten im Groundcheck zu überprüfen.

Die kartierten Lineationen wurden mit MAPINFO digitalisiert. Der Export der graphischen Daten erfolgte nach COREL DRAW zur Weiterbearbeitung der Karten. Die Anfangs- und Endpunktkoordinaten der Lineare wurden nach EXCEL exportiert und dort zur Erstellung von Richtungsrosen verwendet. In EXCEL importierte Daten wurden dazu verwendet, die Streichrichtung der Lineare und ihre Längen zu ermitteln. Zur Berechnung dienten einfache Dreiecksfunktionen. Die Lineare wurden je nach ihrem Verlauf Winkelklassen von 10° zugeteilt und entsprechend ihrer Länge gewichtet. Die Wichtung nach Längen erfolgte aus zwei Überlegungen heraus: Erstens existieren in jeder tektonischen Einheit Hauptbewegungsbahnen, die über große Längen streichen und den Baustil der Einheit besonders prägen. Diese Hauptgleitflächen sind wichtiger als ihre in großer Anzahl auftretenden synthetischen oder antithetischen Zweigstörungen, deren Raumlage nicht unbedingt vom Streißfeld, sondern auch von Anisotropien des Gesteinsverbandes festgelegt wird. Deshalb wurden die Hauptgleitflächen entsprechend ihrer Länge stärker gewichtet als kurze Zweigflächen. Zweitens sollen die Lineationsmuster mit Geländedaten verglichen werden. Die Osturalzone ist von flächendeckender Vegetation und geringem Relief bestimmt. Deshalb gibt es nur punktuelle Aufschlüsse an Flußläufen oder Felsklippen. Für jeden dieser Aufschlüsse wird das gesamte strukturgeologische Inventar gemessen. Im Gelände ist meistens nicht klar, ob die gleiche Richtung an verschiedenen Aufschlußpunkten der gleichen Fläche gemessen wird, oder ob es sich um mehrere parallele Flächen handelt. Das heißt, daß lange und morphologisch markante Störungen oder Scherzonen in mehreren Aufschlüssen erfaßt werden und somit stärker gewichtet werden als kurze. Somit stimmen gewichtete Lineationsmuster besser mit den Geländedaten überein als ungewichtete.

2.2.4. Interpretation der Lineationsrosen

Wie Erfahrungen bei der Interpretation von Fernerkundungsdaten zeigen, spiegeln Lineationen die Anlage eines Sprödbrechmusters wider. Die geometrischen Eigenschaften eines Bruchmusters hängen davon ab, wie das regionale Spannungsfeld bei der Bruchbildung orientiert war, und von den lithologischen Eigenschaften des deformierten Gesteins, z.B. von Mikrorissen und Anisotropieflächen. Laborexperimente beschreiben, wie sich Bruchmuster bei einfachen Kraftansätzen ausbilden. Die Richtungsrosen, die bei der Lineationskartierung entstanden sind, sollen mit den bei Laborexperimenten entstandenen verglichen werden.

Im Labor werden in der Regel Gesteinszylinder mit einfachen Versuchsanordnungen deformiert (Eisbacher 1991 und Janssen et al. 2001). Dabei werden zwei prinzipielle Kraftansätze unterschieden: ein homogener und ein inhomogener. Beim homogenen Kraftansatz wird der gesamte Gesteinskörper einem homogenen triachsialen Spannungsfeld ausgesetzt. Das ist bei Kompression und Dilatation der Fall. Beim inhomogenen Kraftansatz werden verschiedene Teile des Probenkörpers unterschiedlichen Spannungszuständen ausgesetzt. Ein solcher Kraftansatz ist in der Natur bei strike-slip verwirklicht. Im zylindrischen Probenkörper wird nur eine Hälfte durch Kompression beansprucht, während die andere unbeanspruch bleibt (Janssen et al. 2001).

Bei Kompression hängt die Geometrie des entstehenden Bruchmusters besonders vom Umlagerungsdruck ab. Ist dieser gering, entspricht er der kleinsten Hauptnormalspannung im Triachsialversuch. Dann bilden sich Extensionsbrüche parallel zur Kompressionsrichtung. Ist der

Umlagerungsdruck hoch, wird einfache seitliche Extension verhindert. Der Gesteinskörper wird zerschert. Theoretisch bilden sich Scherflächen im Winkel von 45° zur Kompressionsspannung σ_1 . In einem Gestein wird aber von der Lithologie bestimmt, in welcher Raumlage sich Brüche ausbilden. So entstehen Scherflächen als mechanischer Kompromiß zwischen idealer Scherfläche und Dilatation des Gesteins an Mikrorissen. Diese Scherflächen nehmen Winkel von $20-40^\circ$ zur Kompressionsspannung σ_1 ein. Ist der Umlagerungsdruck höher als der lithostatische, weicht das Gestein nicht mehr seitlich aus sondern vertikal. So entstehen Überschiebungsbahnen senkrecht zur Hauptnormalspannung σ_1 . Bei Kompression entsteht ein symmetrisches Bruchmuster, denn die wirkende Kraft greift auf beiden Bruchseiten in gleicher Richtung an.

Bei strike-slip bilden sich dagegen asymmetrische Bruchmuster aus, denn die Richtung des Kraftansatzes ist auf den beiden Seiten der Hauptstörungsfläche verschieden. Besonders gut bilden sich Brüche auf der Dilatationsseite mit Winkeln bis zu 30° zur Hauptstörungsfläche. Zusätzlich verringern Blockrotationen bei fortschreitender Scherung die Anzahl antithetischer Brüche im Störungssystem (Eisbacher 1991). So entsteht eine Bruchverteilung mit Sägezahnmuster (Janssen et al. 2001 und Moore und Lockner 1995), wobei die maximale Klassenbelegung an der Hauptstörungsfläche erreicht wird und sich schrittweise verringert. Janssen et al. (2001) haben in ihren Experimenten festgestellt, daß die Orientierung der Brüche um so stärker streut, je größer der Abstand zur Hauptstörung ist. Klutfrosen mit einem Maximum bilden sich nur in direkter Umgebung der Hauptstörung, sonst sind konjugierte Bruchsysteme mit 2 Maxima typisch. Das zweite Maximum kann unterschiedliche Winkel zur Hauptstörungsfläche einnehmen.

Um die Lineationsrosen einem oder mehreren Kraftansätzen zuordnen zu können, wurden folgende Kriterien beachtet: symmetrischer oder asymmetrischer Aufbau der Rose, Orientierung des globalen Maximums, Orientierung lokaler Maxima, Winkel zwischen globalem und lokalem Maximum, Streubreite der Daten.

2.3. Die Feldarbeit

Die Geländeaufnahme bildet die Grundlage für alle struktureologischen, petrologischen und geochemischen Analysen im Labor. Deshalb wurde Wert darauf gelegt, bei der Feldarbeit alle möglichen Informationen zu erfassen. Kartiert wurden: Mineralogie und Lithologie, Texturen wie Korngröße und Anwesenheit von Phenocrysten und Strukturen wie Foliation und Streckungslineare.

Im Rahmen unserer Feldarbeit unter der Leitung von K.S. Ivanow und A.M. Juminow wurden die Gneiskomplexe als Schwerpunkt kartiert, ihre Relation zu den benachbarten Gesteinseinheiten wurde aber ebenfalls genau untersucht. Die Arbeiten wurden in zwei Gneiskomplexen durchgeführt, die sich in Größe und Form unterscheiden:

im Gneismantel des Dzhabyk-Plutons und

im Gneismantel des Suunduk-Plutons

Grundlage der Kartierung waren verschiedene russische geologische Detailkarten. Die Methodik der Kartierung wurde den Aufschlußbedingungen entsprechend gewählt. Als erstes Kartierungsgebiet wurden die Gneise in der Umrahmung des Dzhabyk-Plutons bearbeitet. Da Aufschlüsse in der flachen bewaldeten Landschaft nur selten sind, wurde eine Übersichtskartierung durchgeführt. In Flußtälern sind vermehrt Aufschlüsse zu finden. So konnte in der Gneisplatte von Kartali eine Profilkartierung durchgeführt werden. In den Gneiskomplexen in der Umrahmung des Suunduk-Plutons wurde verstärkt Wert auf die Profilkartierung gelegt, da hier der Übergang von Graniten in Gneise und in den äußeren Rahmen in mehreren Flußtälern gut aufgeschlossen ist. Folgende Daten wurden erfaßt:

Im Gneis: Lithologie, Foliation, Streckungslineare, Störungen, Striemungen, Metamorphose, Deformationsstil

Im Granit: Lithologie, magmatische Strukturen, Endokontakte, Enklaven, Gänge, Duktil- und Spröddefomation

Am Kontakt: Lithologie, Größe der Aureole, Foliation, Streckungslineare, Metamorphose, Art und Schärfe des Kontaktes

Im Rahmen: Lithologie, Schichtung, Foliation, Streckungslineare, Deformationsstil, Metamorphose

Die Lage der Aufschlußpunkte wurde mit GPS bestimmt. Zur Datenauswertung wurde je eine geologische Karte erstellt (Anlagen 2.1 und 2.4). Tektonische Meßdaten wurden in Schmidtscher Lagenkugelprojektion oder in Klutfrosen dargestellt (Schmidtsches Netz, südliche Hemisphäre). Sie sind in den Anlagen 2.3, 2.4 bzw. 2.5 und 2.6 dargestellt.

Als Ergebnis der Geländearbeit wurde eine Arbeitshypothese über die Entstehung der Granit-Gneiskomplexe aufgestellt, die durch mikroskopische und stoffliche Untersuchungen überprüft werden soll.

2.4. Untersuchungen an Dünnschliffen

2.4.1. Polarisationsmikroskopie

Die Mikrostrukturanalyse wurde auf der Grundlage einer Dünnschliffserie durchgeführt, die das gesamte Deformationsspektrum, das in den beiden ausgewählten Arbeitsgebieten vorkommt, vom intakten Protomylonit bis zum Ultramylonit abdeckt. Die Dünnschliffe wurden im Schleiflabor TUBA Freiberg als nicht abgedeckte Schliffe hergestellt. Zum Mikroskopieren wurden sie mit Glycerin bestrichen, um ihre optischen Eigenschaften zu verbessern. Mikroskopiert wurde an einem Jenapol, das mit einem Fotoaufsatz und einer Praktika versehen war. Für die Fotos wurden KODAK ISO 200 Filme verwendet.

2.4.2. Rasterelektronenmikroskopie

Das Rasterelektronenmikroskop wurde eingesetzt, um Details der Gefügeentwicklung dokumentieren zu können, die im Polarisationsmikroskop verborgen bleiben. Interessante Schliffe wurden poliert und mit Kohlenstoff bedampft. Zirkonstreupräparate wurden auf einen Kohlenstoff-Tab befestigt. Zirkonschliffe wurden von D. Dettmar aus Bochum hergestellt. Zur Gewährleistung der elektrischen Leitfähigkeit wurden auch diese Zirkonpräparate mit Kohlenstoff bedampft. Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen wurden am Scanning Electron Microscope JSM 6400 der Firma JOEL des Geologischen Instituts der Bergakademie Freiberg unter der Leitung von Frau Obst durchgeführt. Das Gerät ist mit einem EDS-Detektor "VANTAGE" der Firma NORAN ausgerüstet, welcher es erlaubt semiquantitative Untersuchungen durchzuführen. Areale aus den Dünnschliffen wurden durch BSE (Back scattered electron)-Bilder bei 20 kV Beschleunigungsspannung und 600 pA Strahlstrom und 40 bis 100-facher Vergrößerung dargestellt. Ein OXFORD-MONO-CL-Modul wurde verwendet, um Internstrukturen der Zirkone sichtbar zu machen.

2.4.3. Korngrößenanalyse

Zur Korngrößenmessung wurde ein Bildverarbeitungssystem KS 300 verwendet. Mit Hilfe einer Videokamera wurde ein digitales Bild erzeugt. Die Auswertung erfolgte mit dem Programm Kontron 300. Verschiedene Gefüge wurden zu einzelnen Datensätzen zusammengefaßt, so wurden z.B. Feldspäte und Quarze oder primäre Kristalle und Rekristallisate getrennten Datensätzen zugeordnet. Die Körner wurden interaktiv markiert und der maximale, der minimale Korndurchmesser sowie deren Verhältnis bestimmt. Da der Auflösungsbereich des verwendeten Jenapols beschränkt ist, wurden bei den Granitproben die größten Feldspäte nicht mehr erfaßt. Die gemessenen Daten wurden mit EXCEL als Histogramme dargestellt, der Verteilungstyp des Datensatzes und der Erwartungswert wurden bestimmt.

2.4.4. Druck- und Temperaturabschätzungen

Druck- und Temperaturbedingungen, bei denen sich Mineralphasen bilden, werden traditionell durch den Vergleich mit experimentell bestimmten Phasendiagrammen ermittelt. Für die hier vorgenommene Abschätzung wurden die in Spear (1993) veröffentlichten Phasendiagramme zur Eingrenzung der Bildungsbedingungen einzelner Mineralassoziationen verwendet.

Eine direkte Thermobarometrie kann mit Hilfe von Kationenaustauschreaktionen koexistierender Minerale erfolgen. Das 2-Feldspatthermometer ist jedoch bekannt für seine Reequilibration im Subsolidusbereich (Anderson 1995). Auch im Rahmen dieser Arbeit konnten damit keine sinnvollen Ergebnisse bestimmt werden. Robuster ist das Granat-Biotit-Thermobarometer, das zur p,T-Abschätzung einer metamorphen Mineralassoziation verwendet wurde.

Eine Dünnschliffprobe aus dem westlichen Schiefermantel des Dzhabyk-Plutons enthält Granate in direkter Nachbarschaft zu Biotit. Die Granate und Muskovit wachsen auf Kosten von Biotit. Dabei freiwerdendes Titan wird in Ilmenit eingebaut. Im Schliff tritt Sillimanit auf. Die Probe ist anastomosierend geschiefert und außerdem verfaltet. Granat tritt außerhalb der stark biotithaltigen Scherbahnen in gescherten aber von der Deformation nicht vollständig erfaßten Linsen auf, in denen Stadien der frühen Deformation erhalten sind. Von Spottke (1999) wurde der Versuch unternommen, die Bildungsbedingungen der Granate zu ermitteln. Dazu wurde mit Hilfe einer Elektronenstrahlmikrosonde der Bestand an chemischen Elementen in unmittelbarer Umgebung der Granate qualitativ und quantitativ ermittelt. Die Arbeiten wurden an der JOEL 8600 Superprobe des Mineralogisch-Petrologischen Institutes der Universität Basel unter der Leitung von Herrn de Capitani und Frau Schmidt durchgeführt. Die Mikrosonde ist mit vier Spektrometern (LDE1, 3xTAP, LIF, 3xPET) und einer EDS (energiedispersives Spektrometer) der Firma NORAN ausgestattet. Zuerst wurden mit der WDS (wellenlängendispersives Spektrometer) Elementverteilungsbilder erstellt, um einen Zonarbau der Granate zu erkennen (Gesamte Meßdauer 8-12 Stunden). Da kein Zonarbau vorhanden ist, mußten zusätzliche Meßpunkte im Umfeld des Granates angefahren werden. Mit der EDS wurden Punktmessungen durchgeführt. Die Meßergebnisse sind in den Anhängen 3.2-3.4 dargestellt. Die Datenverarbeitung erfolgte mit Hilfe der Software VOYAGER III auf einer SUN SPARK STATION, die Datenauswertung mit Hilfe des Programmes INVEQ von Gordon, abrufbar über <http://ichor.geoucalgary.ca/~tmg/Webinveq/rgb95.html>.

2.5. Geochronologie

2.5.1. Aufbereitung

Vor der Zerkleinerung der Proben wurden diese von Verwitterungskrusten und alterierten Bereichen befreit, gewaschen und getrocknet. Die Proben wurden anschließend im Backenbrecher oder Edelstahlmörser zerkleinert.

Teilmengen wurden für die **Gesamtgesteinsanalysen** abgenommen und in einer Scheibenschwingmühle mit WIDIA-Einsatz oder einer Achatkugelmühle analysenfein aufgemahlen. Falls die Proben nicht zusätzlich für Mineralseparation verwendet werden sollten, wurde ca. 1kg Probenmaterial aufgemahlen. Zur **Glimmerseparation** wurden 1,5-2 kg Probenmaterial in einer Scheibenmühle schonend aufgemahlen. Anschließend wurde das Probenmaterial in folgende Siebfraktionen unterteilt: 350-250 µm, 250-180 µm, 180-125 µm. Diese Siebfraktionen wurden mit deionisiertem Wasser gewaschen, die Feinstfraktion wurde abgeschlämmt. Um die Oxydation Fe-haltiger Phasen zu vermeiden, wurden die Proben unter Aceton getrocknet. Das Abrollen über Papier eignet sich gut zur Trennung plattiger Minerale von runden. So konnten die Glimmerpräparate gut vorangereichert werden. Am Frantz-Magnetscheider wurden die Biotite von den Muskoviten bei 0,4 A und 20° Quer- und 15° Längsneigung getrennt. Muskovit wurde von Biotit-Feldspat-Verwachsungen bei 1A getrennt, von Feldspat bei 1,2 A. Die so erhaltenen Präparate wurden unter dem Binokular handverlesen, um monomineralische Präparate zu erhalten. Durch Ausreiben unter Ethanol in einem Achatmörser und Absieben der Fraktion <40 µm wurden die Glimmer von Verunreinigungen und Einschlüssen gereinigt. Anschließend wurden sie kurz in Ethanol und entionisiertem Wasser im Ultraschallbad gewaschen. Für die **Zirkongewinnung** wurden 6-8 kg Probe in der Scheibenmühle zerkleinert. Die Siebfraktion <350 µm wurde über einen WILFLEY-Naßrütteltisch gegeben, wobei die Schwerminerale sich anreichern und die Probe gewaschen wird. Die schwere Fraktion wurde unter Aceton getrocknet. Danach erfolgte eine Schwerentrennung mit Diiodmethan. Die Schwerefraktion wurden mit einem Handmagneten von Magnetit gereinigt. Mit einem Zirkonsieb wurde die Schwerefraktion in die Korngrößen >150µm, 100-150µm, 100-63µm und <63µm unterteilt. Unter dem Binokular wurden die Zirkone ausgelesen. Die **Kalifeldspäte** wurden aus der glimmerfreien Fraktion des Magnetscheiders ausgelesen oder als Einzelkörner aus dem Gestein präpariert. Diese Mineralkörner wurden zermörsert und bei voller Magnetfeldstärke über einen Frantz-Magnetscheider gegeben, um Biotiteinschlüssen zu entfernen. Anschließend wurden die Präparate mit Ethanol beschallt und mit Wasser gewaschen.

2.5.2. Chemischer Aufschluß der Präparate und Säulenchromatographie

Rb/Sr-Analytik

Alle Proben wurden in Savillex-PTFE-Becher eingewogen und mit einem geeigneten Rb/Sr-Mischspike versetzt. Eingewogen wurden ca. 100 mg des Gesamtgesteinspulvers, 1-20 mg Glimmer und 50-250 mg Kalifeldspat. Die gespiketen Proben wurden mit einem HF-HNO₃-Gemisch im Mengenverhältnis 5:1 versetzt und 24 Stunden bei 100-120°C gelöst. Dann wurde die Flußsäure abgeraucht und die Probe in 6N Salzsäure aufgenommen und 24 Stunden bei 100-120°C gelöst. Nach

erneutem Eindampfen wurde die Probe in 1-8 ml 2,5N Salzsäure aufgenommen, je nach Einwaage, und zentrifugiert. Die elutionschromatische Trennung wurde in Quarzglassäulen, die mit ca. 5ml Kationenaustauscherharz (DOWEX AG 50 W*8, 200-400 mesh) gefüllt sind, durchgeführt. Eluiert wurde mit 2,5N HCl. Das Sr der Glimmer wurde in einem zweiten Reinigungsgang von überschüssigem Rb gereinigt, um bei der Messung isobare Interferenzen zu vermeiden.

Sm/Nd-Analytik

Sm/Nd-Messungen wurden nur für Gesamtgesteine vorgenommen, an denen auch Rb/Sr-Isotopie gemessen wurde. So wurde den Proben zusätzlich zum Rb/Sr-Mischspike auch ein Sm/Nd-Mischspike zugesetzt. Der chemische Aufschluß erfolgte wie oben beschrieben. Die Proben wurden auch mit über die Rb/Sr-Säulen gegeben, wobei die seltenen Erden mit 6N Salzsäure abgetrennt wurden. Zur Trennung von Sm und Nd wurden die eingedampften Rückstände in 0,1 N Salzsäure aufgenommen und in Quarzglassäulen chromatisch getrennt. Als Absorptionsmedium diente an Polychlortrifluorethylen (KEL-F) absorbierte Di-(2-ethylhexyl)-orthophosphorsäure (HDEHP). Nd wurde mit 0,17N, Sm mit 0,4N Salzsäure eluiert.

Pb/Pb-Analytik

Die Bleiisotopie wurde nach der Methode von Kober (1986) an chemisch nicht behandelten und unzerkleinerten Zirkonkristallen vorgenommen. Ausgewählt wurden klare und brucharme Zirkone der Fraktionen >150µm und 100-150µm, die Zirkone der kleineren Fraktionen enthielten nicht genügend Blei.

2.5.3. Massenspektrometrie

Die Isotopenverhältnisse wurden am Zentrallabor für Geochronologie in Münster (Rb, Sr, Sm, Nd) und am Mineralogischen Institut der TU BA Freiberg (Pb) mit einem Thermionen-Massenspektrometer gemessen (Anlage 4.1 d). Ein Einzelkollektor-TIMS TELEDYNE SS 1290 wurde zur Blindwertbestimmung und für die Rb-Messungen benutzt. Sm, Nd, Sr wurden auf einem Multikollektor-TIMS VG Sector 54 mit 8-9 Faraday-Kollektoren gemessen. Sr und Nd wurden in einem dynamischen Meßmodus gemessen. Dabei wird der Ionenstrahl eines Isotops während dreier Meßzyklen auf verschiedene Dedektoren gelenkt. Die Pb-Messungen erfolgten an einem MAT 626. Dazu wurde eine Rh-Doppelfilamentanordnung gewählt. Die Zirkone wurden in das Evaporationsbändchen eingeklemmt und bei ca. 1400°C von Verunreinigungen befreit und bei 1220°C in einem einzigen Evaporationsschritt etwa 10 min lang überdampft. Die Datenerfassung erfolgte in einem sequentiellen Meßmodus.

2.5.4. Datenauswertung

2.5.4.1. Korrekturen

Die Rohdaten wurden auf vier verschiedene Weisen korrigiert.

Spike-Korrektur: Spike ist eine Lösung mit bekannter Isotopie, die der Probe zur Konzentrationsbestimmung in bestimmter Menge zugesetzt wird. Das gemessene Isotopenverhältnis ist eine Mischung aus Spike und Probe. Die Häufigkeit eines Isotops der Probe ist gleich der Häufigkeit im Gemisch minus der Häufigkeit im Spike.

Korrektur isobarer Interferenzen: Haben zwei Nuklide verschiedener Ordnungszahl die gleiche Masse, ist eine massenspektrometrische Unterscheidung nicht möglich. Verschiedene Isotope gleicher Masse überlagern sich. Das gilt z.B. für ^{87}Rb und ^{87}Sr . Um die Überlagerung korrigieren zu können, wird ^{85}Rb mitgemessen, das Verhältnis $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ der Probe ist bekannt. Somit kann der Anteil ^{87}Rb vom gesamten 87-Ionenstrom abgezogen werden. Das gleiche gilt für ^{148}Sm - ^{148}Nd und ^{154}Sm - ^{154}Gd .

Korrektur der Massenfraktionierung: Beim Verdampfen kommt es zu einer schnelleren Verarmung der leichten Massen der Probe. Eine Fraktionierung setzt ein. Werden nur zwei Isotopen (Rb) gemessen, wird die Fraktionierung mit einem Korrekturfaktor ausgeglichen. Dieser wird ermittelt als Quotient aus wahren und gemessenem Isotopenverhältnis eines Standardmaterials. Der „wahre“ Wert wird vom Hersteller des Standards angegeben. Zusätzlich wird eine lineare Extrapolation der Daten auf den Beginn der Fraktionierung durchgeführt.

Hat ein Element 3 oder mehr Isotope (Sr, Sm, Nd), wird die Fraktionierungskurve als exponentiell angenommen. Ein konstantes und bekanntes Isotopenverhältnis wird mitgemessen, auf das korrigiert wird.

Blindwertkorrektur: Als Blindwert bezeichnet man die Menge des zu bestimmenden Elementes, die während des Probenaufschlusses von außen eingeschleppt wird. Um dies korrigieren zu können, wurde pro Analysengang ein Gesamtblindwert analog den Proben behandelt (Anlage 4.1c).

Korrektur für initiales Blei: Nicht radiogenes Blei, das bei der Kristallisation eingebaut wurde, wurde nach dem zweistufigen Modell von Stacy und Kramers (1975) korrigiert. Dieses Modell gibt einen Wert für die isotopische Zusammensetzung des natürlichen Bleis zum Zeitpunkt der Kristallbildung.

2.5.4.2. Messung von Standards

Standards wurden in jedem Probenkarussell mitgemessen, um Verschiebungen am Instrument zu überprüfen und die Reproduzierbarkeit der Meßergebnisse nachzuweisen. Die Messung von 5 Rb-Standards bildet die Grundlage zur Ermittlung des Korrekturfaktors der Massenfraktionierung (Anlage 4.1 b).

2.5.4.3. Berechnung der Alter

Die Korrektur der Daten erfolgte mit dem EXCEL-Spreadsheet von Thorsten Kleine für Rb und Sr, mit dem EXCEL-Spreadsheet des ZLG Münster für Sm und Nd und mit Pb-Dat des Isotopenlabors Freiberg. Zur Altersbestimmung wurde ISOPLOT 2.06 von Ludwig(1999) verwendet.

2.6. Geochemie

Die Bestimmung der Haupt- und Spurenelementgehalte wurde generell an Gesamtgesteinspulvern durchgeführt. Vom aufbereiteten Gesteinsvolumen wurden für die Gesamtgesteinsanalytik Probenmengen von jeweils einigen 10 bis 100 g gewählt. Die so erhaltenen Pulver wurden sowohl für die ICP - als auch ICP-MS – Analytik der Haupt- und Spurenelemente verwendet. Die ICP- und ICP-MS – Analysen (ICP = induktiv gekoppelte Plasmatechnik) der ausgewählten Gesteinsproben wurden kommerziell von der Firma „ACTLABS – Activation Laboratories Ltd.“ in Canada durchgeführt. Für die Analytik stand ein Elan 6000 ICP - MS zur Verfügung. Zur Bestimmung der Hauptelementgehalte wurde zuerst ein Schmelzaufschluß mit Lithium – Metaborat/Tetraborat und anschließend ein Säureaufschluß in 5% HNO₃ durchgeführt. Die Messung erfolgte ICP-analytisch. Mit dem gleichzeitig gemessenen Standard „WAR-ICP Code 4B“ wurde die Meßgenauigkeit kontrolliert. Mit Hilfe der ICP-MS – Analyse an Säuredruckaufschlüssen wurden die Spurenelementgehalte und insbesondere die Seltenerdgehalte ermittelt. Diese Verfahrensweise gewährleistet laut ACTLABS den vollständigen Aufschluß resistenter Minerale, wie z.B. Zirkon, um somit exaktere REE- und HFSE- Daten zu erhalten. Bei BaO- Gehalten von mehr als 1 wt% treten erhebliche Probleme bei der Eu- Bestimmung auf. Deshalb müssen solche Daten als semiquantitativ betrachtet werden. Zur Kontrolle der Meßgenauigkeit wurde der Standard „Trace Element Code 4B-std.“ verwendet. Die Nachweisgrenzen laut ACTLABS wurden in den Tabellen A1 und A2 berücksichtigt.

Zur graphischen Darstellung der Daten wurde das Programm MINPET 2.02 verwendet. Spiderdiagramme und REE-Diagramme wurden auf den durchschnittlichen Chondrit nach Tompson (1982) normiert. Werte für durchschnittliche Oberkruste wurden von Taylor und McLennan (1981), für den durchschnittlichen Tonalit von LeMaitre (1987) in Rollinson (1993) und für durchschnittlichen MORB von Hofmann (1988) aus White (1997) übernommen.

Die ISOCON-Methode von Gresens (1967) in ihrer Modifikation von Grant (1986) wurde zur Identifikation von Elementmobilitäten bei der Metasomatose unter Berücksichtigung von Volumenänderungen angewendet. Mit der ISOCON-Methode lassen sich Aussagen über den Grad der Ab- und Anreicherungen von Elementen in einem Gestein treffen. Die Gresens-Gleichung für Konzentrationsänderungen bei möglicher Volumenänderung lautet:

$$X_N = (f_v * c_i^{\text{Granit}} - c_i^{\text{Gneis}}) m \quad (\text{GL 1})$$

Dabei ist X_N der Massegewinn, f_v der Volumenfaktor, c_i^{Gneis} die Konzentration eines Elementes i im Gneis, c_i^{Granit} , die Konzentration eines Elementes i im Granit und m die Probenmasse. Für alle immobilen Elemente gilt $X_N = 0$.

Der regionale Überblick- Auswertung von Landsat- TM-Szenen

3.1. Abgrenzung geologischer Baueinheiten anhand der Satellitenszene

Die kontinentalen Einheiten der Osturalzone (OUZ) sind in einem Gebiet von ca. 800 km Längserstreckung in die ozeanischen Einheiten eingeschaltet. Es existiert eine große Anzahl von Granit-Gneis-Komplexen, die sich durch grundlegende gemeinsame Merkmale, aber auch durch individuelle Besonderheiten auszeichnen können. Um ein günstiges Arbeitsgebiet innerhalb der 800 km langen Zone auswählen zu können, muß man sich zuerst einen regionalen Überblick über den geologischen Aufbau der OUZ verschaffen. Dazu wurden 2 Landsat-TM-Szenen verwendet. Sie vermitteln einen Überblick über Geologie und Aufschlußverhältnisse der untersuchten Region.

In den verwendeten Landsat-TM-Szenen ist der streifenförmige Aufbau des Uralorogens deutlich sichtbar. Das Orogen ist aus schmalen, N-S oder NO-SW streichenden Zonen zusammengesetzt, die sich auf Grund verschiedener Unterscheidungsmerkmale wie Morphologie, Vegetation, Bodenfärbung und Entwässerungsnetz leicht voneinander abgrenzen lassen. Der Westliche Falten- und Überschiebungsgürtel tritt durch seine Morphologie deutlich hervor, denn er bildet das eigentliche Gebirge Ural. Er ist durch ein rechtwinkliges Flußnetz gekennzeichnet, das Kluftscharen und Verwerfungen folgt. Die Haupturalstörung ist in der Satellitenszene als 20 km breite Zone zu erkennen, die durch dunkle Bodenfärbung, Seen und ein dendritisches Gewässernetz gekennzeichnet wird. Die Zone von Magnitogorsk bildet eine nach Süden offene Linsenstruktur, deren Breite von 5 auf 80 km ansteigt. Charakteristisch sind das flache Relief und die intensive landwirtschaftliche Nutzung dieser Zone. Die Osturalzone wird durch lange Lineationen mit veränderter Bodenfärbung von der Zone von Magnitogorsk abgegrenzt. Die Osturalzone tritt durch Gras- und Waldvegetation deutlich im Satellitenbild hervor. Auch die felsigen Kuppen der Kristallinkörper prägen das Erscheinungsbild dieser Zone durch ihre gelblich-graue Färbung. Das Gewässernetz in der Osturalzone ist dendritisch und entwässert nach Osten. An der Grenze zum Transural werden Flüsse nur aus westlich gelegenen Zuflüssen gespeist. Im Kontrast dazu sind in der Transuralzone nur sehr wenige Flüsse vorhanden, die überhaupt keine Organisation erkennen lassen. Charakteristisch für die Transuralzone sind Seen und Feuchtgebiete, die sich als Folge einer glazialen Überdeckung des Gebietes über Geschiebelehmen und in Toteisseen gebildet haben.

3.2. Der Groundcheck

Große Teile des Uralorogens, besonders des östlichen Urals, sind durch ein flaches Relief, eine mächtige Bodenbedeckung und landwirtschaftliche Nutzflächen gekennzeichnet. Deshalb ist fraglich, ob Strukturen, die auf der Satellitenszene sichtbar sind, den geologischen Bau des Untergrundes widerspiegeln. Um zu überprüfen, ob das der Fall ist, mußte ein Groundcheck durchgeführt werden.

Der Groundcheck wurde in der OUZ durchgeführt, da diese das Arbeitsgebiet dieses Projektes ist. Drei Granit-Gneis-Komplexe wurden für den Groundcheck ausgewählt: die Massive von Plast, Dzhabyk und Suunduk.

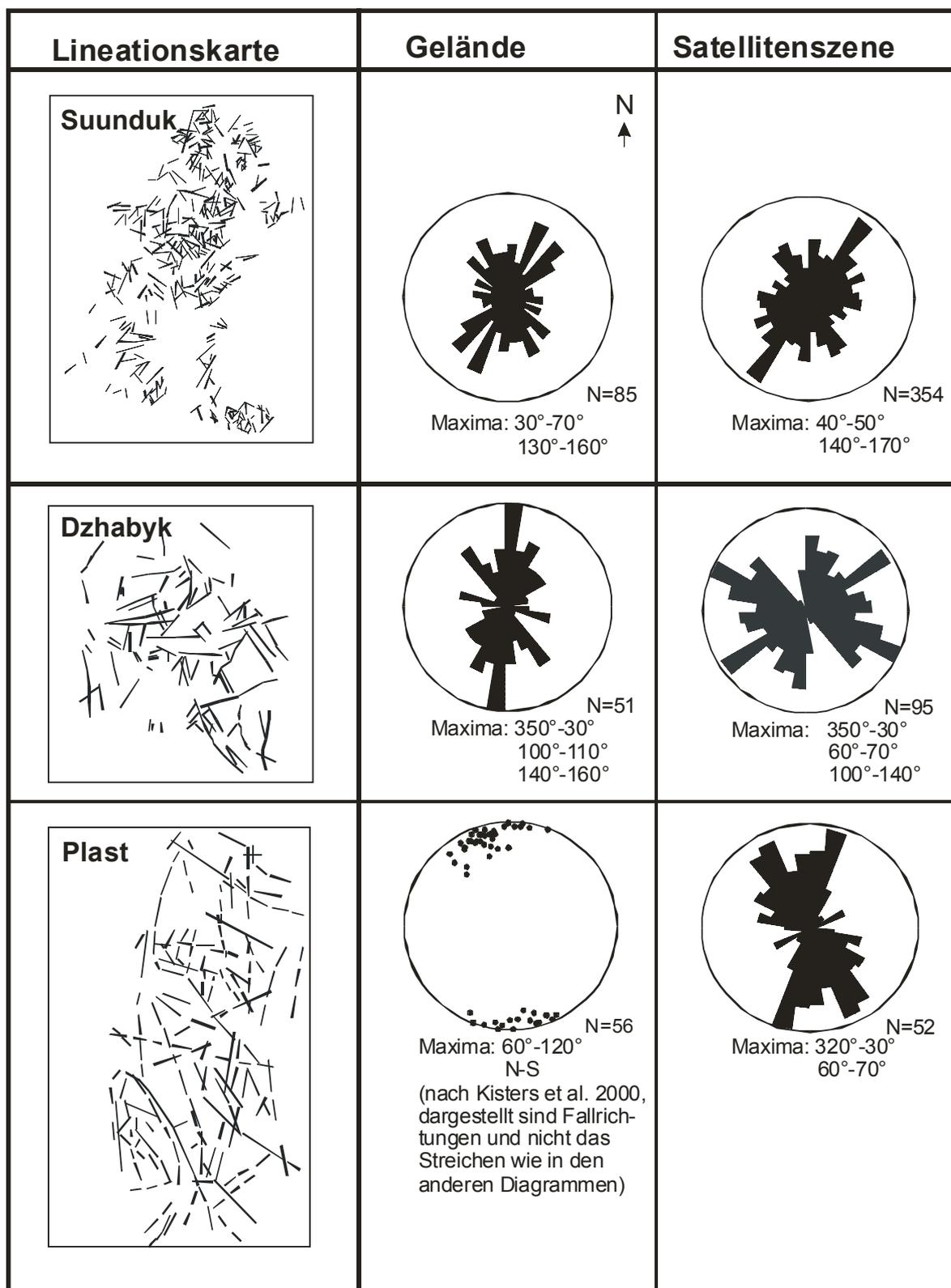
Auf der Satellitenszene wurden diese Massive durch ihre helle Bodenfärbung, Waldvegetation, radiale Entwässerungssysteme und durch Vergleich mit geologischen Karten abgegrenzt. Aus der Lineationskarte wurde für jeden Komplex eine Richtungsrose erstellt.

Im Gelände wurde in den Kristallinkomplexen von Suunduk und Dzhabyk die Orientierung von Sprödstrukturen erfaßt und in Klüftrosen dargestellt. Die Lineationskarte von Plast wurde mit den Geländedaten von Kisters et al. (2000) verglichen.

Die Lineationsdaten des Suunduk-Komplexes stimmen mit der Orientierung des Schersystems an den Rändern des Granit-Gneis-Komplexes gut überein (Abbildung 6 auf Seite 39). Beide Datensätze zeigen die Anlage eines konjugierten Störungssystems im Suunduk. Die Maxima der Klüftrose der Geländeaufnahme liegen bei 30° - 70° und 130° - 160° , die Maxima der Lineationsrose bei 40° - 50° und 140° - 170° . Die aus der Satellitenszene kartierten Lineationen stimmen gut mit den Geländedaten überein. Im Dzhabyk stimmt die Lineationsrose gut mit den Streichwerten undeformierter Gänge überein (Abbildung 6 auf Seite 39). Aus der Satellitenszene ergaben sich zwei Maxima bei 350° - 30° und 100° - 140° , bei der Geländearbeit ergaben sich drei Maxima bei 350° - 30° , 100° - 110° und 140° - 160° . Im Massiv von Plast treten O-W streichende Goldquarzgänge auf, die von N-S streichenden Gangschwärmen geschnitten werden (Kisters et al. 1999). Im Rahmen der Arbeit von Kisters et al. (1999) wurde das Streichen der Goldquarzgänge mit 60° - 120° ermittelt. In der Satellitenszene sind die N-S streichenden Lineationen dominant. Sie bilden ein Maximum zwischen 320° und 30° . Die O-W streichenden Lineationen bilden ein lokales Maximum zwischen 60° - 70° (Abbildung 6 auf Seite 39).

Das Ergebnis des Groundcheck zeigt, daß die Lineationsmuster der Satellitenszene gut mit den im Gelände angetroffenen Sprödstrukturen übereinstimmen und als geologisch relevante Daten betrachtet werden können.

ABBILDUNG 6. Grundcheck- Vergleich von Lineationsmustern der Satellitenszene mit Gelände- bzw. Literaturdaten



3.3. Lineationsmuster des Urals

Um die Eigenschaften des tektonischen Baus der OUZ im Vergleich zu anderen Einheiten des Urals zu charakterisieren, wurde auf Grundlage der Satellitenszene 163-22 eine Lineationskarte angefertigt. Wie bisherige Erfahrungen bei der Interpretation von Fernerkundungsdaten zeigen, spiegeln Lineationen die Anlage von Sprödbbruchsystemen wider. Da im Ural keine postorogene Bruchtektonik stattgefunden hat, dokumentiert die Lineationskarte das bei der Uralorogenese angelegte Bruchmuster. Lineationen setzen sich fast nie über Zonengrenzen hinweg fort, weswegen es sich anbietet, das Lineationsmuster für jede Zone des Urals einzeln zu betrachten (Tabelle 2 auf Seite 40).

TABELLE 2. Charakteristik der Lineationsrosen der Zonen des Urals

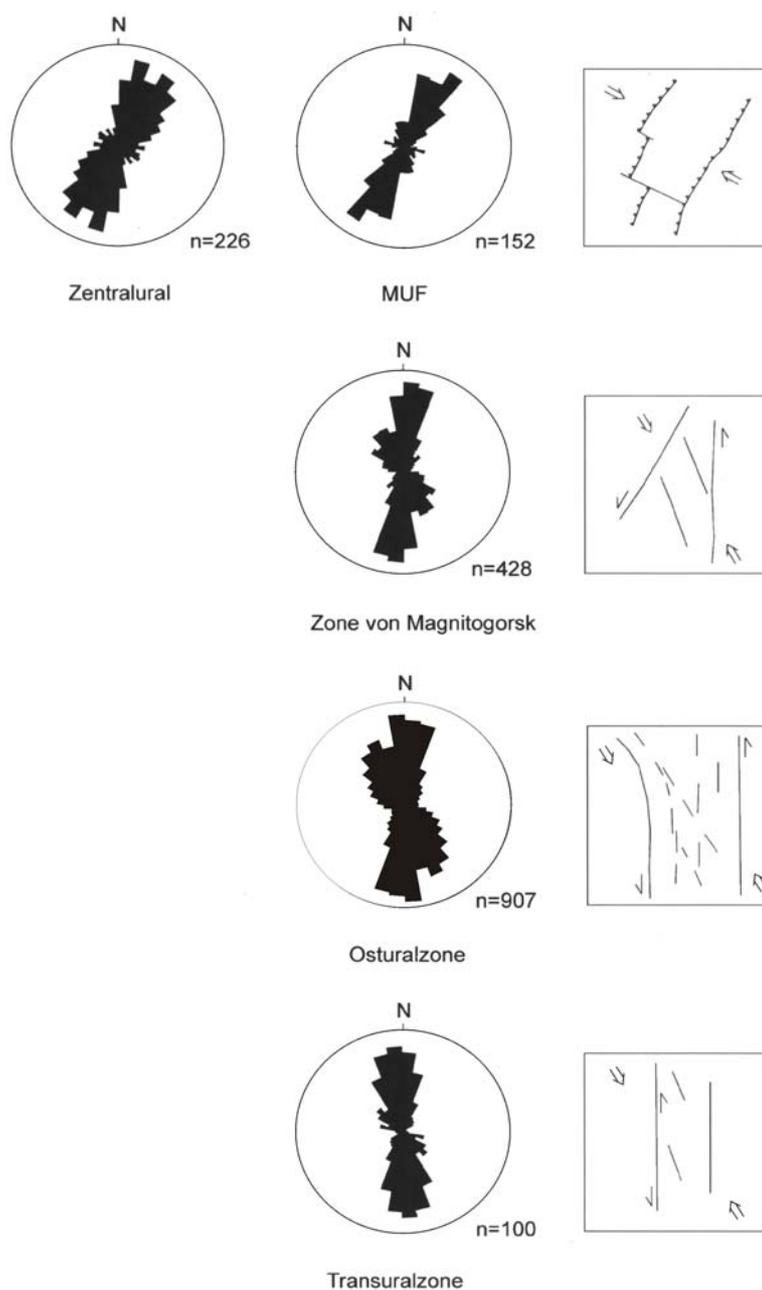
| Zone | Symmetrie | | globales Maximum | | lokales Maximum | |
|---------------|--------------|--------------|------------------|-------------|-----------------|-------------|
| | Rose | Maxima | Orientierung | Anzahl in % | Orientierung | Anzahl in % |
| Zentralural | symmetrisch | symmetrisch | 350°-60° | 65 | 100°-130° | 6 |
| MUF | symmetrisch | symmetrisch | 10°-50° | 55 | 100°-110° | 7 |
| Magnitogorsk | asymmetrisch | symmetrisch | 350°-20° | 41 | 150°-170° | 21 |
| Osturalzone | asymmetrisch | asymmetrisch | 350°-0° | 11 | - | - |
| Transuralzone | asymmetrisch | symmetrisch | 330°-20° | 62 | 100°-110° | 10 |

Die Lineationsrosen in der Zentraluralzone und der MUF sind symmetrisch aufgebaut. Das globale Maximum streicht in N-NO Richtung und hat eine große Streubreite von 40-50°. Außerdem existiert ein nach O streichendes lokales Maximum, das aber nur von 6-7% der Daten belegt wird. Die Streichrichtung des globalen Maximums entspricht der Orientierung des Falten- und Überschiebungsgürtels nach Hetzel (1999) und der Lage der Faltenachsen nach Giese et al. (1999) in dieser Zone, die durch eine NW-gerichtete Plattenkonvergenz im frühuralidischen Stadium verursacht wurden. Assoziierte Scherbrüche bildeten sich in Abweichung von ca. 20-30° vom globalen Maximum und erklären dessen große Streubreite. Die W-gerichteten Lineationen präsentieren die pure-shear Komponente des NW-gerichteten Spannungsvektors. Nach Giese et al. (1999) bildeten sich W-gerichtete Einengungsstrukturen im Perm im späuralidischen Stadium der Orogenese (Abbildung 7 auf Seite 41).

Die Lineationen in der Zone von Magnitogorsk bilden ein N-S streichendes globales und ein NW-SO streichendes lokales Maximum. Beide sind symmetrisch aufgebaut. Die Streubreite beider Maxima beträgt nur 10°-15°. Scherbrüche wurden in der Zone von Magnitogorsk kaum angelegt. Die N-S streichenden Lineationen verlaufen parallel zur Begrenzung der Zone von Magnitogorsk. Die NW-SO streichenden Lineationen verlaufen senkrecht zum Überschiebungsgürtel (Abbildung 7 auf Seite 41). Sie können als Extensionsbrüche interpretiert werden, die bei der NW-gerichteten Konvergenz angelegt wurden, denn die Zone von Magnitogorsk war ein Inselbogen, in dem sich Bereiche hoher und geringer Krustenmächtigkeit abwechselten. Ein einheitlicher verfestigter Krustenblock existierte nicht. So konnte die Kompression der Zone wahrscheinlich durch Materialtransport senkrecht zur Einengungsrichtung ausgeglichen werden. Die Lineationsrose der OUZ zeigt nur ein Maximum, das N-S streicht. Das Lineationsmuster ist asymmetrisch aufgebaut, die Dichte der Klassenbewegung nimmt schrittweise gegen den Uhrzeigersinn ab, bis das lokale Minimum erreicht wird, das direkt neben dem globalen Maximum liegt. Dieses Sägezahnmuster entspricht dem von Eisbacher (1991) und Janssen et al. (2001) beschriebenen typischen Bruchmuster, das bei sinistralen Strike-slip an

einer Hauptgleitfläche mit den entsprechenden syn- und antithetischen Zweigstörungen entsteht. Das Lineationsmuster der OUZ unterscheidet sich von dem aller anderen Zonen und unterstreicht die Sonderstellung, die die OUZ innerhalb des Uralorogens einnimmt. Die tektonische Prägung dieser Zone erfolgte unabhängig von der der benachbarten krustalen Strukturen (Abbildung 7 auf Seite 41). Die Lineationsrose der Transuralzone ähnelt der der Zone von Magnitogorsk. Sie besteht aus zwei symmetrisch aufgebauten Maxima, wobei das globale N-S streicht und das lokale NW-SO. Das lokale Maximum ist aber nur mit 10% der Daten belegt. Die Orientierung der Lineationen parallel zur Zonengrenze zeigt, daß diese Zone kaum eingengt wurde. So bildeten sich nur wenige Scher- oder Extensionsbrüche aus (Abbildung 7 auf Seite 41).

ABBILDUNG 7. Lineationsrosen der Zonen des Urals und der Kraftansatz, den diese Muster widerspiegeln



3.4. Die Kontinentalkomplexe der Osturalzone

Wesentliche strukturelle Merkmale der Kontinentalkomplexe der OUZ lassen sich auf der Satellitenszene bzw. auf der Lineationskarte gut erkennen, so daß diese einen guten regionalen Überblick über Gemeinsamkeiten und Unterschiede im Aufbau der Granit-Gneis-Dome vermittelt.

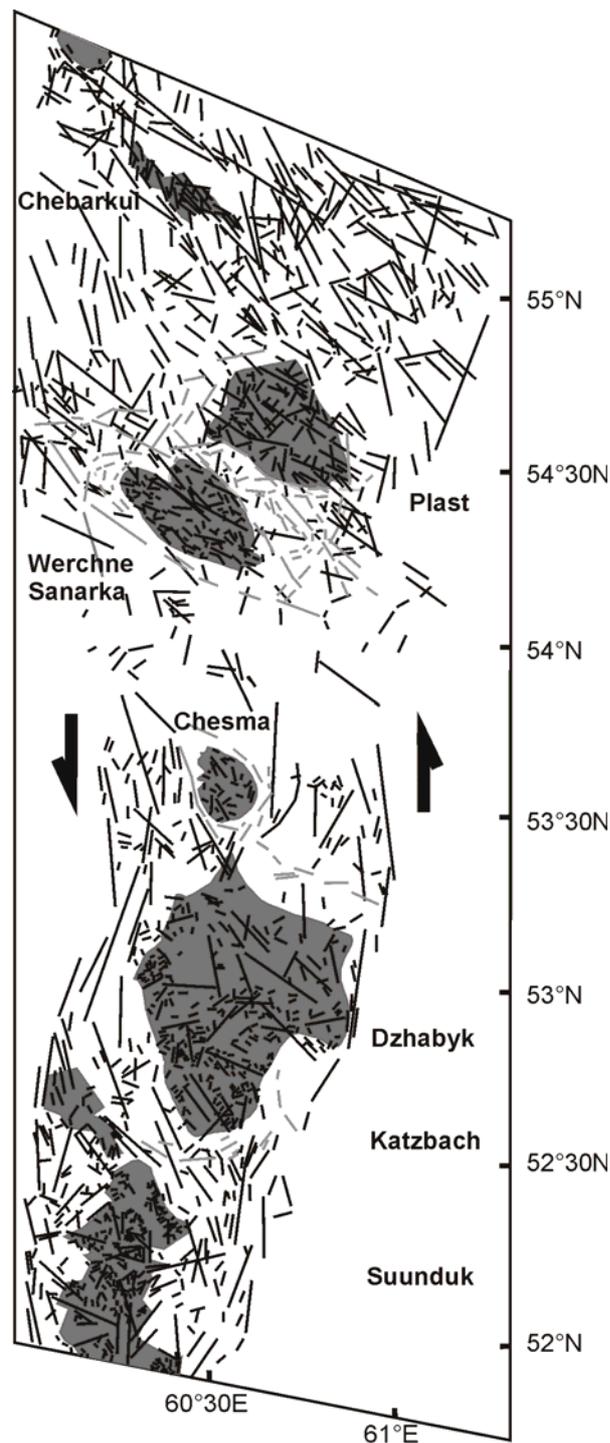
Die Lineation der Kontinentalkomplexe wurde zuerst mit der der ozeanischen Einheiten der OUZ verglichen, um deren tektonische Prägung relativ zur Hauptdeformation der OUZ einordnen zu können. Die Lineationsdichte innerhalb der Kristallinkörper ist um das 10-30 fache höher als die der ozeanischen Einheiten, weswegen sich die Kristallinkomplexe auf der Lineationskarte gut erkennen lassen (Anhang 1.5). Diese hohe Dichte von Lineationen kann am einfachsten dadurch erklärt werden, daß die Bodenbedeckung über den Kristallinkörpern geringmächtig ist und landwirtschaftliche Nutzflächen fehlen, auf denen Bodenstrukturen verändert werden. So sind die Aufschlußbedingungen innerhalb der Granit-Gneis-Komplexe besonders günstig für Fernerkundung. Die Lineationen innerhalb der Kristallinkörper sind im Durchschnitt gleich lang wie die des Umgebungsgesteins und gleich orientiert. Die Lineationsrosen der kontinentalen und der ozeanischen Einheiten stimmen gut überein: sie zeigen ein asymmetrisches Sägezahnmuster, dessen Maximum N-S streicht und dessen Klassenbelegung gegen den Uhrzeigersinn kontinuierlich abnimmt (Abbildung 8 auf Seite 43). Beide Struktureinheiten wurden durch sinistralen strike-slip geprägt. Das heißt, die Sprödstrukturen in den Kontinentalkomplexen wurden gleichzeitig mit denen in den ozeanischen Einheiten angelegt. Regionale Strukturen setzen sich in der Umrandung der Granit-Gneis-Dome im Wesentlichen ohne Ablenkung oder Unterbrechung fort. Auch die Kristallinkomplexe selbst sind häufig konkordant zu den postkollisionalen strike-slip Zonen orientiert. Es gibt keine Anzeichen dafür, daß es sich bei den Kontinentalkomplexen um präexistierende rigide Blöcke handelt, wie nach dem Modell von Fershtater et al. (1997) zu erwarten wäre.

Auch die Merkmale einzelner Granit-Gneis-Komplexe wurden miteinander verglichen. Auf Grund ihrer Geometrie und ihrer Lineationen können die Kontinentalkomplexe in zwei Gruppen untergliedert werden: in gelängte und isometrische Körper. Die Kristalline von Tschebarkul, Katzbach und Suunduk haben eine in N-S Richtung gelängte Form und laufen an ihren Enden spitz zu (Abbildung 8 auf Seite 43). Lineationen setzen sich ungebrochen bis in die Kristallinkörper fort. Das Kristallin selbst und seine Lineationen verlaufen konkordant zu den großen Scherzonen der OUZ. Die Kristallinkörper liegen in lokalen Extensionsstrukturen dieser Scherzonen. Die Komplexe von Werchne Sanarka und Dzhabyk haben eine isometrische Form und sind radial aufgebaut. Die Radialstrukturen setzen sich auch im Umgebungsgestein fort und verlaufen diskordant zu den strike-slip Zonen (Abbildung 8 auf Seite 43). Im Komplex von Werchne Sanarka gehen radiale und N-S streichende uralische Strukturen ineinander über. Sie sind gleichzeitig entstanden. Im Dzhabyk-Dom werden die radialen Strukturen von uralischen abgeschnitten. Sie sind älter als diese. Das Auftreten der radialen Strukturen zeigt, daß im Bereich dieser Komplexe neben dem regionalen Spannungsfeld noch ein lokales existierte, das dieses überlagert. Der Komplex von Plast bildet eine Mischform aus beiden beschriebenen Typen (Abbildung 8 auf Seite 43). Am Nordende läuft er spitz zu und folgt den regionalen Strukturen. Am Süden hat er eine hohe O-W Ausdehnung und wird von Radialstrukturen begleitet.

Welche unterschiedlichen Entstehungsmechanismen führten zur Ausbildung dieser beiden Domtypen? Und welche Gemeinsamkeiten gibt es?

Um die Entstehung der Granit-Gneis-Komplexe beschreiben zu können, müssen beide Typen berücksichtigt werden. Deshalb wurden als Arbeitsgebiete der Dzhabyk-Komplex ausgewählt, der seine radialen Strukturen völlig unabhängig von den regionalen ausbildete, und der Suunduk-Komplex, in dem radiale Strukturen völlig fehlen und nur regionale Lineationsrichtungen sichtbar sind.

ABBILDUNG 8. Die OUZ und in sie eingeschaltete Granit-Gneis-Komplexe: Geometrie und Lineationen (grau: radiale Strukturen)



3.5. Zusammenfassung

Die Lineationsrosen der Zonen des Urals spiegeln die Anlage von Sprödstrukturen bei der Uralorogenese wider. Jede Zone des Urals hat ein Lineationsmuster ausgebildet, das sich von dem benachbarter Zonen in Aufbau und Orientierung unterscheidet. Das zeigt, daß jede Zone von spezifischen Prozessen der Gebirgsbildung geprägt wurde und daß die Zonen erst im Spätstadium der Uralorogenese nebeneinander gelangten. Die Lineationen in der Zentraluralzone und in der Haupturalstörung folgen dem Streichen des Falten- und Überschiebungsgürtels der im Frühstadium der Uralorogenese entstand. Die Lineationen im Ostural verlaufen parallel zu den Zonengrenzen und widerspiegeln deren finale Platznahme. In der Zone von Magnitogorsk wurde die Kompression durch Krustenverdickung an Überschiebungsbahnen und durch seitlichen Materialtransport an Extensionsbrüchen ausgeglichen. In der Transuralzone fehlen Anzeichen für eine Einengung der Zone weitgehend.

Die OUZ nimmt eine Sonderstellung ein, denn sie wurde durch eine sinistrale strike-slip Tektonik geprägt, die völlig losgelöst von der Tektonik in den benachbarten Zonen ist. Als das Lineationsmuster in der OUZ angelegt wurde, war sie eine regionale Schwächezone, in der sich die postkollisionalen Ausgleichsbewegungen zwischen Europa und Asien konzentrierten.

Auf der Lineationskarte der OUZ wird sichtbar, daß sich die Granit-Gneis-Komplexe gut in den Baustil der Zone einfügen. Sie erwecken überhaupt nicht den Eindruck, exotische Körper zu sein. Wären sie prädeformativ entstanden, sollten ihre Internstrukturen diskordant zu denen der OUZ verlaufen. Die Lineationen der ozeanischen Einheiten müßten die Kontinentalkomplexe als rigide Körper umfließen. Das ist nicht der Fall. Wären die Kristallinkomplexe posttektonische Struktureinheiten, müßten die radialen Strukturen in ihrer Umgebung die sinistralen strike-slip Strukturen überprägen. Auch das ist nicht der Fall. Die Mehrzahl der Kontinentalkomplexe befindet sich in lokalen Extensionsstrukturen und ist parallel zum Verlauf der Scherzonen gelängt. Lineationen setzen sich ungebrochen bis in die Kristallinkörper fort. Sie wurden durch sinistralen strike-slip erzeugt und bilden Richtungsrosen mit dem für die OUZ typischen Sägezahnmuster. Die Kontinentalkomplexe müssen deswegen als syntektonische Bildungen interpretiert werden.

Auf Grund ihrer Geometrie und ihres Lineationsinventars lassen sich die Granit-Gneis-Komplexe in zwei Gruppen untergliedern:

* in isometrische Körper und

* in gelängte Körper

zwischen denen Übergangstypen existieren. Zur Bearbeitung im Rahmen dieses Projektes wurden ein "rein" isometrischer Körper, der Dzhabyk-Komplex, und ein "rein" gelängter Körper, der Suunduk-Komplex, ausgewählt.

Der Gneismantel des Dzhabyk-Plutons

4.1. Der Kenntnisstand über den Dzhabyk-Granit-Gneis-Komplex

Der Dzhabyk bildet einen der größten osturalischen Granit-Gneis-Dome mit einer O-W-Erstreckung von ca. 50 km und einer N-S Ausdehnung von 35 km. Er befindet sich bei 60° östlicher Länge und 53° nördlicher Breite östlich der Stadt Magnitogorsk. An seinem Ostrand liegt einer der größten Gneis-Komplexe der südlichen Osturalzone - die Gneisplatte von Kartali, die eine Längserstreckung von 20 km und eine Breite von 10 km hat.

Die Zentralbereiche des Dzhabyk-Plutons wurden von sowjetischen Geologen detailliert kartiert und geophysikalisch sowie geochemisch untersucht, da in seiner Gesellschaft zahlreiche gold- und scheelitführende Quarzgänge vorkommen.

Der Dzhabyk-Pluton hat eine Tiefenausdehnung von 5-7 km und eine plattige Form. Er ist im seismischen Profil durch mehrere parallele ostwärts einfallende Reflektoren gekennzeichnet (Tryggvason et al. 2001). Im östlichen Teil des Plutons ist der Dachbereich aufgeschlossen, was sich außer in den gravimetrischen Daten auch darin zeigt, daß hier verstärkt Xenolithe des Umgebungsgesteins und Pegmatit- sowie Aplitgänge auftreten. Als Intrusionsrahmen gelten die Gneiskomplexe in der Umrandung des Granits.

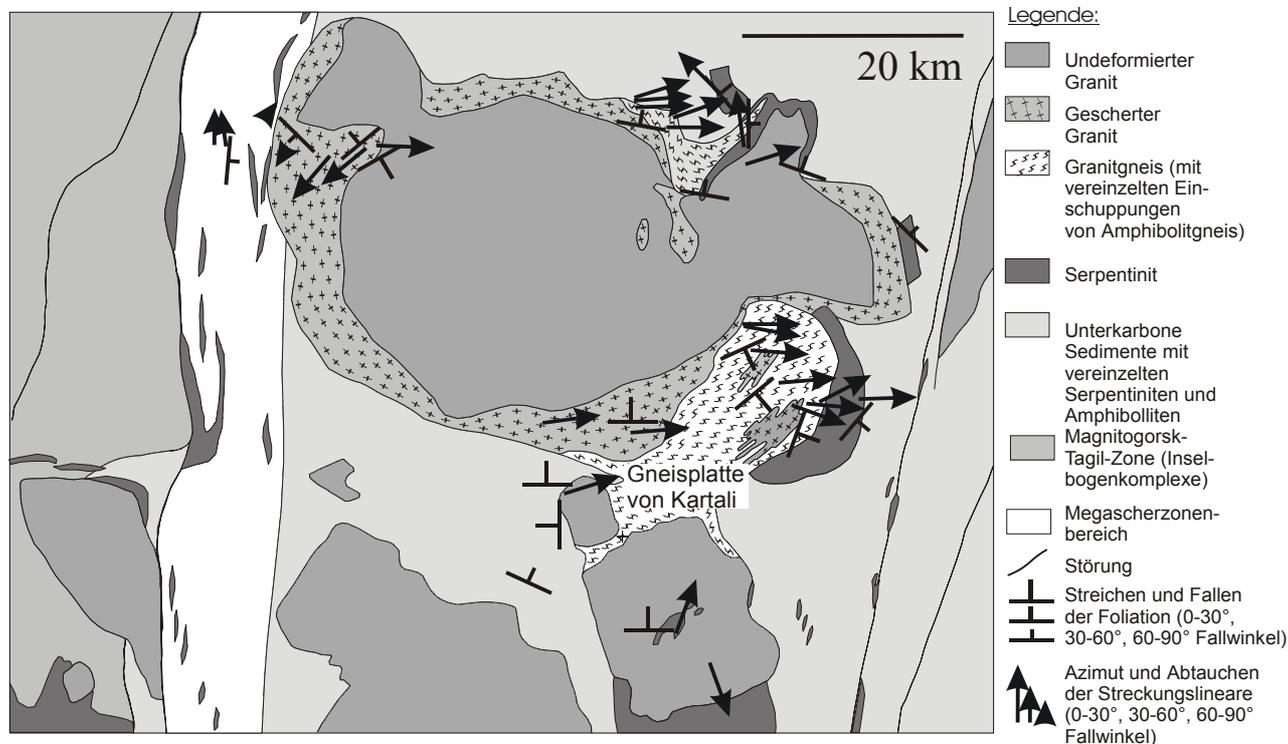
Von Fershtater et al. (1994) wird der Dzhabyk-Pluton auf Grund geochemischer Untersuchungen in sechs Komplexe untergliedert. In der Arbeit von Gerdes et al. (2001) werden diese zwei unterschiedlichen Fraktionierungsreihen zugeordnet, einer granitischen und einer quarzmonzonitischen. Einzelzir-kondatierungen von Montero et al. (2000) bestimmten das Alter der Granite von Dzhabyk mit 291±4Ma.

Da die URSEIS-Trasse von 1995 über den Dzhabyk-Pluton verläuft, wurde er in die Untersuchungen und Modellierungen, die entlang der Trasse stattfanden, mit einbezogen, so daß zahlreiche geophysikalische Daten (Döring und Götze 1999 und Shapiro et al. 1997), aber auch Fission-Track Daten (Seward et al. 1997) als zusätzliche Informationen zur Verfügung stehen.

All diese Arbeiten ignorieren die Gneiskomplexe am Rand des Granit-Körpers jedoch völlig, so daß im Rahmen dieses Projekts eine umfangreiche Geländeaufnahme und Beprobung unerlässlich war.

4.2. Der Geländebefund

ABBILDUNG 9. Der Dzhabyk Granit-Gneis-Dom mit Rahmen, Karte (Hauer 1997)



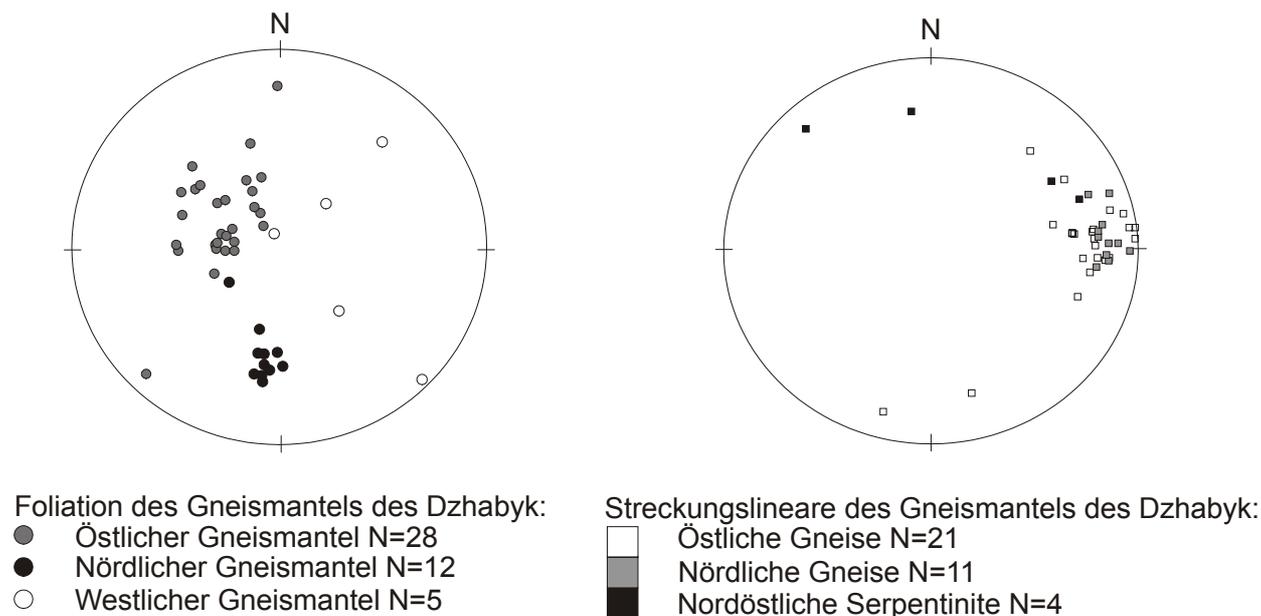
4.2.1. Der Gneismantel

Der Dzhabyk-Pluton wird von einem Gneismantel umgeben, der am Nord-, West- und Südrand des Plutons nur geringmächtig ist, an dessen Ostrand in der Gneisplatte von Kartali aber als 20 km langer und 10 km breiter Metamorphitkomplex aufgeschlossen ist (Abbildung 9 auf Seite 46). Die kalifeldspatreichen porphyrischen Granite des Dzhabyk-Plutons gehen am Plutonrand kontinuierlich in den Gneismantel über. Scharfe Kontakte oder kontaktmetamorphe Mineralbildungen, wie sie an einem Intrusivkontakt zu erwarten wären, fehlen. Der Deformationsgrad der Gesteine nimmt zum Rand des Granit-Gneis-Doms hin kontinuierlich zu.

Zuerst bilden sich diskrete Scherzonen aus. Außerhalb dieser Scherzonen ist ein plattiger Habitus des Granites typisch. Er ist das erste Anzeichen für eine durchgreifende Deformation des Gesteinskörpers. Mit zunehmender Annäherung an den Plutonrand vergneisen die Granite. Dabei bildet sich zuerst eine diskontinuierliche Schieferung aus, später eine anastomosierende. Es entstehen Augengneise. Dieser Prozeß ist mit einer Kornverkleinerung verbunden, das granitische Mineralgefüge löst sich auf. Schwarze feinkörnige Ultramylonite mit wenigen Feldspatäugen sind die am stärksten deformierten Proben. Sie sind kontinuierlich und parallel geschiefert. Im Feld konnten alle Übergänge von Granit zu Ultramylonit beprobt werden. Grobkörnige Gneise und feinkörnige wechsellagern, was auf strain partitioning zurückzuführen ist.

Die Foliation im Gneismantel ist konkordant zum Rand des Plutons angelegt. Sie zeigt ein umlaufendes Streichen und fällt flach meist vom Pluton weg (Abbildung 9 auf Seite 46, Abbildung 10 auf Seite 47). Sie weicht somit von der Foliation in uralischer Hauptrichtung ab, die steil steht und N-S streicht. Das Streckungslinear fällt im gesamten Gneismantel flach nach Osten ein, wobei sich Top ostwärts bewegte (Abbildung 10 auf Seite 47). Diese Strukturen verlaufen diskordant zu den überregionalen Strukturen im Ural und müssen als Folge der Aufdomung des Granit-Gneis-Komplexes interpretiert werden.

ABBILDUNG 10. Foliation und Streckungslineare im Gneismantel des Dzhabyk-Plutons



4.2.2. Der Intrusionsrahmen

Der Granit-Gneis-Dom wird von feinsandigen karbonischen Sedimenten und eng miteinander vergesellschafteten Serpentinitten und Amphiboliten umrahmt. Normalerweise treten diese Gesteine in der gesamten OUZ als relativ steile und schmale N-S-verlaufende Höhenrücken auf und sind an die großen uralischen Scherzonen gebunden. Die Schieferung in diesen Gesteinskörpern streicht N-S und steht steil. Die im Rahmen des Granit-Gneis-Doms aufgeschlossenen Serpentinite+Amphibolite weichen von dem eben beschriebenen typischen Erscheinungsbild ab. Im gesamten Ostteil des Dzhabyk sind Serpentinite+Amphibolitkörper aufgeschlossen, die massig und wenig gelängt erscheinen. Sie streichen parallel zum Plutonrand und nicht in uralischer Hauptrichtung (Abbildung 9 auf Seite 46). Die Schieferung streicht konkordant zu der der Gneise und fällt flach vom Pluton weg. In Scherlinsen und Boudins sind noch Relikte des Protoliths zu erkennen: Diorite oder Gabbros, die denen der Zone von Magnitogorsk ähneln. In den Metabasiten sind synkinematische Gänge mit granitischer Füllung gefunden worden, die belegen, daß der Kontakt zwischen Basiten und Gneisen intrusiv ist. So wurde der in der Umrandung der Granite vermutete Intrusivkontakt in der Umrandung der Gneise angetroffen.

Die marinen Sedimente sind in der Umrandung des Granit-Gneis-Doms prograd metamorphisiert, was sich in der Sprossung von Biotit, Sillimanit und Andalusit äußert. Das dokumentiert die heiße

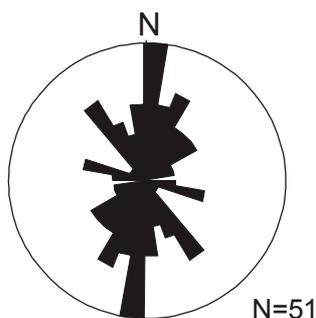
Platznahme der Gneise in den karbonischen Sedimenten. Ihre Foliation streicht konkordant zum Plutonrand und fällt nach außen. Außerhalb des Kontaktbereichs sind die Sedimente unmetamorph.

Die Anlage radialer Strukturen im Umgebungsgestein der Granit-Gneis-Dome belegen, daß deren Platznahme lokal die Aufdomung des Rahmens und seine Deformation verursachte.

4.2.3. Große uralische Scherzonen

Im Osten und Westen wird der Granit-Gneis-Dom des Dzhabyk von großen duktilen Scherzonen abgeschnitten, die N-S verlaufen. Beide Scherzonen sind gleich aufgebaut: Am plutonitfernen Ende der Scherzone dominieren basische Magmatite, Serpentine und Amphibolite, die als tektonische Melange auftreten. Mit Annäherung an den Granitkontakt fällt eine Zunahme felsiger Bestandteile auf: Amphibolitschiefer und -gneise treten auf. Am inneren Rand der Scherzone trifft man Granitgneise und Biotitschiefer an. Der Deformationsgrad wird geringer. Die Streckungslineare fallen nach Norden, die Foliation steht steil (Abbildung 9 auf Seite 46).

ABBILDUNG 11. Streichen von Sprödstrukturen im Dzhabyk-Granit



Das Auftreten basischer Gesteine in den beiden Scherzonen dient landläufig als Beweis dafür, daß es sich um ehemalige Subduktionszonen handelt, an denen Mikrokontinente andockten. Dabei wird aber vergessen, daß die an die Scherzone anschließenden Gesteinseinheiten der Magnitogorsk-Zone und des Transural Basite sind. Diese wurden von der Zerschierung erfaßt und dabei grünschiefer- bis amphibolitfaziell metamorphisiert. Unter Hochdruckbedingungen gebildete Minerale wie z.B. Disthen oder Glaucophan konnten im Gelände nirgends gefunden werden und werden auch in der uns bekannten Literatur nirgendwo beschrieben. Es besteht also kein Anlaß, die Scherzonen als Suturen zu interpretieren.

Die Deformation der Granite an den uralischen Scherzonen erfolgte unabhängig von der Dombildung und überprägt sie. Diesem späten Stadium der Deformation ist auch das konjugierte Sprödbruchmuster innerhalb des Granites zuzuordnen (Abbildung 11 auf Seite 48). Es spiegelt eine dextrale Blattverschiebungskomponente wider. Der Dzhabyk wurde erst vom uralischen strike-slip erfaßt, als der Pluton schon abgekühlt war .

4.2.4. Finale Exhumierung

Sprödbbruch-Zonen am Nordrand des Dzhabyk-Granit-Gneis-Doms dokumentieren, daß der Komplex im Spätstadium seiner Entwicklung tektonisch exhumiert wurde. Dabei reagierte er als rigider Körper, so daß Sprödstrukturen innerhalb der Gneiseinheiten fehlen und nur im Kontaktbereich angetroffen wurden.

4.2.5. Ergebnisse der Geländearbeit

Der kontinuierliche Übergang der Granite des Dzhabyk-Plutons in seinen Gneismantel sowie das Fehlen kontaktmetamorpher Bildungen im Grenzbereich von Granit zu Gneis belegen, daß die Gneise nicht Intrusionsrahmen der Granite gewesen sein können. Vielmehr ist anzunehmen, daß die Gneise deformierte Randbereiche des Plutons sind, denn ihre Foliation verläuft konkordant zum Plutonrand, und der Deformationsgrad nimmt nach außen kontinuierlich zu. Das Streckungslinear fällt im Bereich des gesamten Granit-Gneis-Doms nach Osten ein und belegt einen tektonischen Transport mit Top nach Osten.

Serpentinite und Amphibolite bilden den Intrusionsrahmen der Granite und Gneise (Abbildung 12 auf Seite 49). Marine karbonische Sedimente wurden bei der Platznahme des Granit-Gneis-Komplexes in dessen Umrandung prograd metamorphisiert. Das heißt, die Gneise sollten maximal ein karbonisches Alter haben, was deren Interpretation als Bestandteil alter Mikrokontinente anzweifeln läßt. Auch die uralischen Scherzonen in der Umrandung des Granit-Gneis-Komplexes zeigen keine Anzeichen dafür, daß sie Suturen waren, an denen ein Mikrokontinent andocken konnte, denn hp-metamorphe Bildungen fehlen.

Aus dem Geländebefund leitet sich die Arbeitshypothese für das Projekt ab: Granite und Gneise bilden eine Einheit. Die Gneise entstanden bei der Platznahme des Plutons und sind keine präkambrischen Bildungen sondern wie der Granit karbonische. Mit Mikrostrukturanalyse soll nachgewiesen werden, daß die Gneise tatsächlich deformierte Granite sind. Mittels radiometrischer Altersdatierung wird anschließend bestimmt, welches Alter das Edukt der Gneise hatte.

ABBILDUNG 12. Querschnitt durch den Dzhabyk-Komplex, Skizze

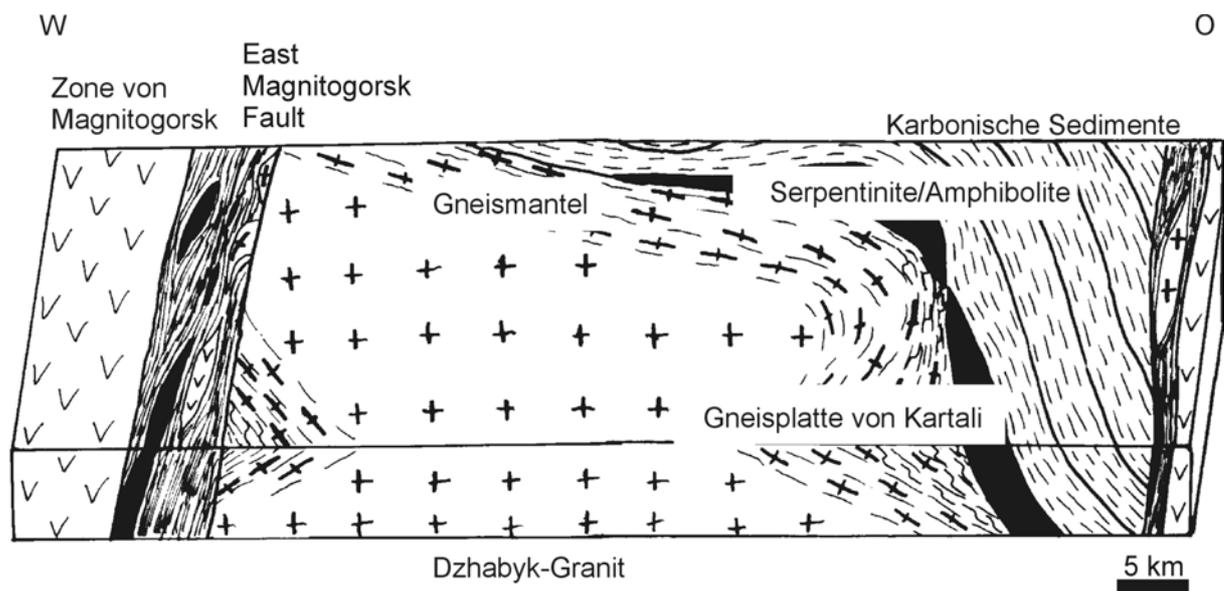
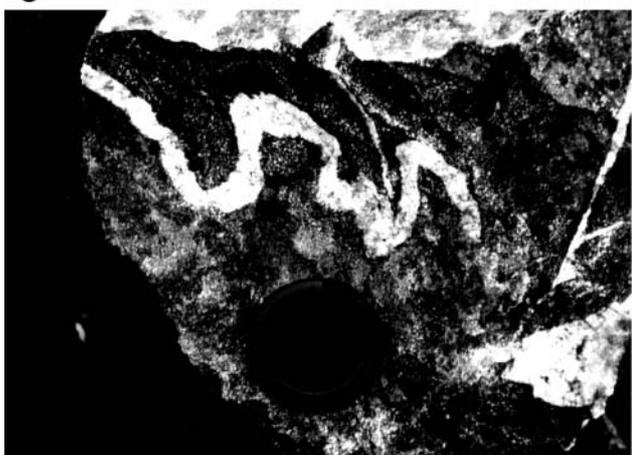


ABBILDUNG 13. Aufschlußfotos: 1) Scherlinse von Diorit in stark deformierten Serpentinitten der westlichen Scherzone (Wegpunkt 0), 2) Mylonitzone innerhalb des Granits, die von Sprödbrüchen geschnitten wird (Wegpunkt 16), 3) plattiges horizontales Ablösen des Granits (Wegpunkt 58), 4) Schersinnindikatoren im Granitgneis der östlichen Scherzone in Form sigmoidaler Quarzlinzen, die einen tektonischen Transport des Hangenden nach Osten, im Bild rechts, anzeigen (Wegpunkt 64), 5) Amphibolitgneisbruchstück aus einem Bereich basischer Einschuppungen in die Granitgneise der östlichen Scherzone, der Gneis wird von synkinematischen granitoiden Gängchen durchsetzt (Wegpunkt 74), 6) Strike-slip-Störung mit sinistralen Schersinn, der durch einen duktil verformten ausgelängten Quarzgang gekennzeichnet wird, Bereich der westlichen Scherzone (Wegpunkt 7); Die Lage der Wegpunkte ist im Anhang 2.1 dargestellt.



4.3. Mikrostrukturanalyse

4.3.1. Die Gefügeentwicklung

In Mikrostrukturen verdeutlicht sich, daß die Ultramylonite des Gneismantels und die Granite von Dzhabyk Endglieder einer Deformationsreihe sind, obwohl sie sich in Gefüge und Mineralbestand unterscheiden. In Proben mit verschiedenem Deformationsgrad ließ sich der fortschreitende Gefügeumbau zwischen beiden Endgliedern gut dokumentieren.

Der undeformierte Granit besteht aus Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Biotit und Muskovit. Als akzessorische Minerale werden Apatit, Magnetit und Zirkon angetroffen. Der Granit besitzt ein gleichkörniges richtungsloses Gefüge mit glatten und scharfen Korngrenzen. Anzeichen dafür, daß die Schmelze unter Streß kristallisierte, wie asymmetrische Anwachsäume und Mikroaplite fehlen. Auch intrakristalline Deformationsstrukturen wie Subkörner, Knickbänder und Brüche treten kaum auf.

Kalifeldspat kristallisierte monoklin und wurde erst bei der Abkühlung des Gesteins in triklinen Mikroklin umgewandelt. Als Kerne von Mikroklinkristallen kann man noch vereinzelt Karlsbader Zwillinge finden (Bild 1 Abbildung 14 auf Seite 52). Quarz bildet richtungslose Aggregate oder Einzelkörner. Die Kristalle sind xenomorph und löschen nicht oder kaum undulös aus. Plagioklas weist manchmal Kerne mit Glomero-crysten auf, die zu einem Kristall verwachsen. Häufig ist ein symmetrischer Zonarbau mit anorthitreichem Kern und zunehmendem Andesitgehalt am Kornrand zu beobachten (Bild 2 Abbildung 14 auf Seite 52). Biotit tritt in Form von Einzelkörnern gleichmäßig verteilt im Schliff auf, Muskovit überwiegend als Einschluß in Kalifeldspat.

Der wichtigste Mechanismus der Gefügeumwandlung ist der fast vollständige Mikroklinabbau, der mit einer extremen Korngrößenreduzierung und Plagioklasbildung verbunden ist. Der Mikroklinabbau geht auf vielfältige Weise vonstatten. Die Mechanismen sollen zur besseren Übersicht einzeln beschrieben werden. Im Gestein treten sie jedoch nie isoliert auf, sondern begünstigen und bedingen sich gegenseitig.

Mikroklin ist der am häufigsten auftretende Feldspat in den Graniten. Ein einzelnes Mikroklinkristall ist nie völlig homogen aufgebaut, sondern besteht aus mehreren Bereichen, deren Gitter in geringen Winkeln gegeneinander versetzt sind. Die Ursachen für diese Versetzungen sind Rotation des Gitters an Rissen, Knickung oder Überlagerung verschieden orientierter Gitter (Bild 3 Abbildung 14 auf Seite 52). Diese Unstetigkeiten im Mikroklin begünstigen dessen Auflösung bei der Deformation, sie bieten Angriffsflächen für Myrmekitisierung, Albitisierung, Kataklyse und Rekristallisation.

Kataklyse und Boudinage finden in diskreten Scherbändern oder direkt am Kontakt eines Mikroklin mit Quarz statt. Es entstehen zahlreiche Mikroklinkörner mit suturierten Korngrenzen, die Mikroklingitter sind gegeneinander versetzt und verdreht (Bild 5 Abbildung 14 auf Seite 52). Myrmekite treten im Granit schon bei ca. einem Drittel aller Mikrokline auf. Und obwohl sonst noch keine Gefügeregelung ausgebildet ist, konzentrieren sich die Myrmekite auf eine Schar parallel ausgerichteter Korngrenzen, die nach Simpson und Wintsch (1989) senkrecht zur Einengungsrichtung

liegt. Somit zeigen die Myrmekite ein Streßfeld an, dem auch die undeformierten Proben ausgesetzt waren (Bild 4 Abbildung 14 auf Seite 52).

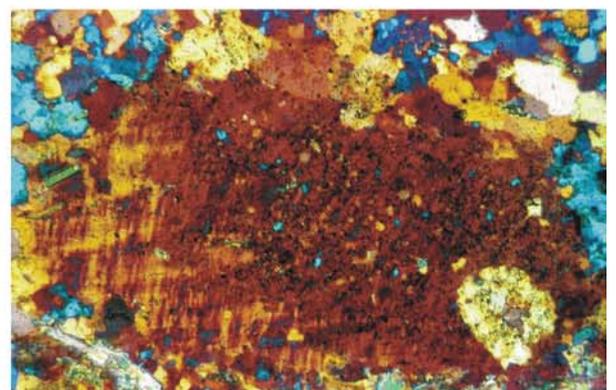
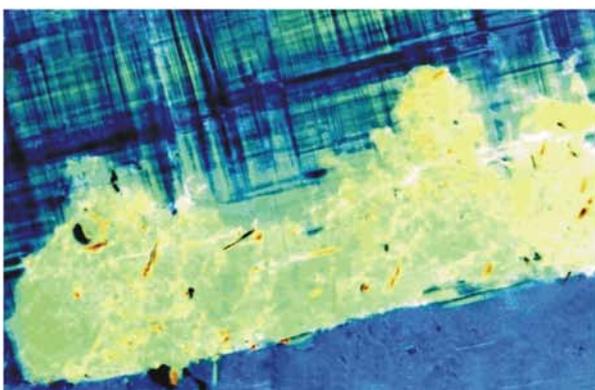
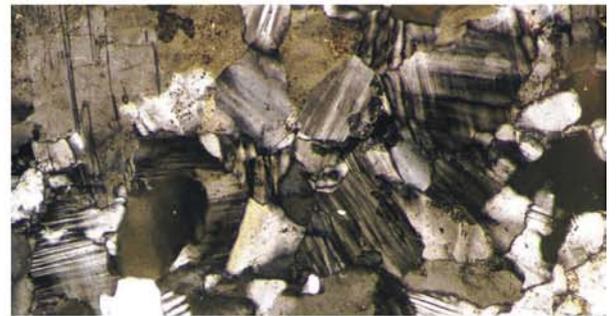
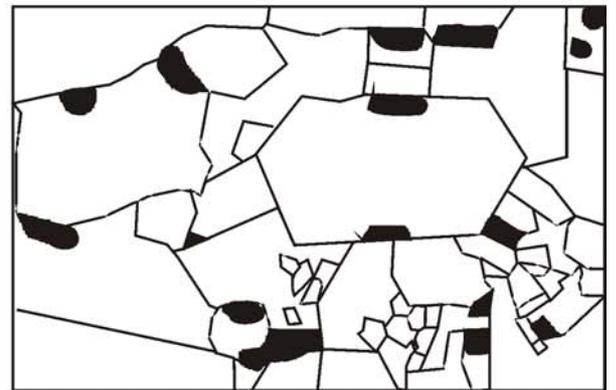
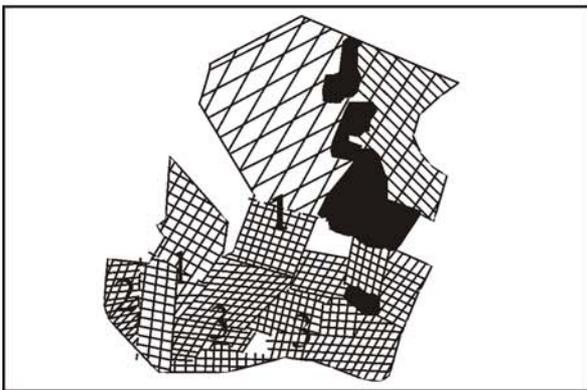
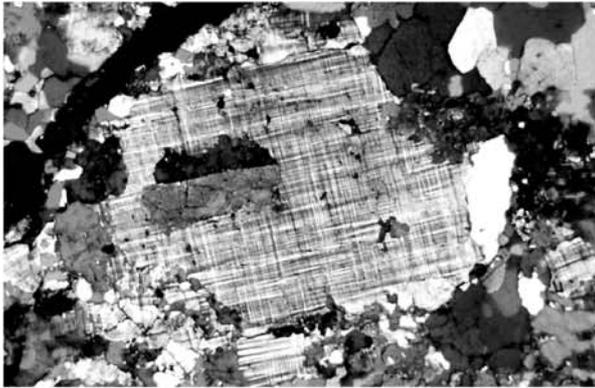
Die dynamische Myrmekitbildung beginnt an Korngrenzen und Rissen senkrecht zur Einengungsrichtung. Dabei bildet jeder Myrmekit ein einzelnes Korn mit lobusförmigen Grenzflächen. Der Prozeß ist mit einer starken Kornverkleinerung verbunden (Bild 4 Abbildung 15 auf Seite 54). Die Myrmekite dringen von beiden Seiten unregelmäßig in das Mikroklininnere vor. So können Mikroklinrelikte vom Hauptkorn abgetrennt werden mit unregelmäßigen Korngrenzen erhalten bleiben (Bild 6 Abbildung 15 auf Seite 54). Die Matrix hinter den Myrmekiten besteht aus feinkörnigen Plagioklasen, die oft noch keulenförmige Quarzeinschlüsse enthalten (Bild 5 Abbildung 15 auf Seite 54).

Statische Myrmekitbildung läuft ohne Kornverkleinerung ab. Es bilden sich regelrechte Myrmekitfronten aus, die sich über die gesamte Breite des Mikroklinkristalls erstrecken (Abbildung 14 auf Seite 52). So gehen in einem Korn Mikroklin und Plagioklas ineinander über, ohne daß eine Übergangszone oder Korngrenze sichtbar ist. Hinter der Myrmekitfront besteht das Kristall aus Plagioklas mit zahlreichen tröpfchen- und röhrenförmigen Quarzeinschlüssen (Bild 7,8 Abbildung 14 auf Seite 52). Kornverkleinerung bleibt in diesen Gefügen auf diskrete Scherzonen beschränkt, so daß ein matrixarmes durch grobe Klaster dominiertes Gefüge entsteht. Die Klaster zeichnen sich durch einen stark heterogenen Aufbau und stark suturierte Korngrenzen aus, so daß sie bei fortschreitender Deformation leicht rekristallisieren.

Subkornbildung und Rekristallisation an den Zwillingsflächen des Mikroklingitters ist einer der wichtigsten Mikroklinabbaumechanismen, da er immer mit Albitisierung verbunden ist. Zuerst bilden sich Subkörner parallel zu den Zwillingslamellen, aus denen durch Subkornrotation Rekristallite entstehen (Bild 1,2,3 Abbildung 15 auf Seite 54). Im Druckschatten der Mikroklinklaster bilden sich Plagioklasrekristallite als symmetrische Flügel. Dabei lösen sich Korngrenzen auf und die Korngröße der Kristalle reduziert sich um 90% oder mehr. Da nie alle Bereiche eines Mikroklinkorns gleichmäßig von der Gefügauflösung erfaßt werden, existieren auf engstem Raum Mikroklingitter, Subkörner und Rekristallite nebeneinander. Dieser Mechanismus erzeugt eine Gefügauflösung im wahrsten Sinne des Wortes und ist für das chaotische Erscheinungsbild der Umwandlungsgefüge verantwortlich.

ABBILDUNG 14. Mikrogefüge im Granit des Dzhabyk

- | | |
|---|---|
| 1 | 2 |
| 3 | 4 |
| 5 | 6 |
| 7 | 8 |
- 1 Im Granit dominieren Mikrokline das Dünnschliffbild. Manchmal weisen sie Kerne mit Karlsbader Zwillingen auf, die darauf hinweisen, daß die Mikroklinverzwillingung erst sekundär beim Abkühlen des Gesteins entstand.
- 2 Plagioklas mit Glomerocrysten im Kern und symmetrischem Zonarbau. Die Myrmekite an seinem Rand haben glatte Korngrenzen, die den Schluß zulassen, daß sie magmatischen Ursprungs sind
- 3 Die Mikrokline im feinkörnigen Granit bestehen aus verschiedenen Bereichen, deren Mikroklingitter leicht gegeneinander versetzt sind. Als Ursache lassen sich mehrere Mechanismen erkennen: 1.) Versetzung an Rissen, 2.) Knickung, 3.) Überlagerung verschiedener Verzwillingungsrichtungen.
- 4 Myrmekite bilden sich an den Rändern der Mikroklinkörner des Granits entlang bevorzugter Korngrenzen. Nach Simpson und Wintsh (1989) bilden sie sich an den Korngrenzen senkrecht zur Einengungsrichtung.
- 5 Kataklyse von Mikroklinkörnern tritt besonders dann auf, wenn diese an Quarze grenzen.
- 6 Durch Kataklyse entstandene Mikroklinfragmente
- 7 Bei statischer Myrmekitbildung bilden sich in einem Mikroklinkristall Myrmekitfronten aus, die das gesamte Kristall durchqueren.
- 8 Nachdem ein Kristall durch statische Myrmekitisierung umgewandelt wurde, ist es inhomogen aufgebaut: Im linken unteren Bildteil ist noch das Mikroklingitter zu erkennen, im rechten Teil des Kristalls hat sich Plagioklas gebildet, der zahlreiche Einschlüsse von Quarz aufweist.



Biotit und Muskovit reagieren auf die Deformation zuerst durch Knickung und Ausfransen der Korngrenzen. Dann bilden sie Rekrystallisate mit glatten Korngrenzen und ohne Knicke (Bild 1 Abbildung 16 auf Seite 56). Biotit kristallisiert in Scherbahnen und zeichnet diese nach (Bild 5 Abbildung 16 auf Seite 56). In den Ultramyloniten tritt er überwiegend in diskreten Bändern, den ehemaligen Scherzonen der Protomylonite, auf. Benachbarte Bereiche sind oft biotitfrei. Chlorit tritt nur als Belag auf rekrystallisierten Biotiten auf und entsteht ausschließlich postdeformativ (Abbildung 3 auf Seite 56).

Quarz reagiert nicht so stark auf die Deformation wie Mikroklin und verhält sich in den Proben relativ kompetent. Er bleibt in richtungslosen Aggregaten auch dann noch erhalten, wenn die Mikrokline bereits rekrystallisieren (Bild 3 Abbildung 16 auf Seite 56). Korngrenzen werden suturiert, aber nicht sehr stark. Subkörner treten mit Schachbrettfelderung auf. Das bedeutet, daß basis- und prismenparallele Gleitflächen im Kristall aktiv sind. Nach Kruhl (1986) ist das ein Anzeichen dafür, daß die Subkornbildung im Hochquarzfeld stattfand.

Bei fortschreitender Deformation rekrystallisiert Quarz und bildet Zeilengefüge parallel zur Schieferungsrichtung (Bild 4 Abbildung 16 auf Seite 56). Quarzzeilengefüge können aus den Quarzaggregaten der Granite entstehen. Dabei spielt Rekrystallisation eine Rolle, denn die Zeilenquarze haben glatte, oft polygonale Korngrenzen. Aber auch Korngrenzwanderung scheint ein wichtiger Mechanismus der Zeilenquarzbildung zu sein, denn die Korngröße der Quarzkristalle verringert sich kaum. Zusätzlich bildet sich Quarz beim Mikroklinzerfall durch Myrmekitisierung. Er tritt in den neu entstehenden Plagioklasen in Form feiner Tröpfchen auf und in der Matrix der Mylonite als feinkörnige Rekrystallisate. Bei Albitisierung migriert SiO_2 im mikroskopischen Maßstab. Am Rand rekrystallisierter Bereiche treten dann grobkörnige Quarzzeilengefüge auf.

ABBILDUNG 15. Mikrogefüge in Myloniten des Dzhabyk



1 In leicht deformierten Proben ist eine Veränderung im Erscheinungsbild des Mikroklingitters auffällig. Die engständige Gitterung (a) wird durch Bereiche mit unterschiedlichem Auslöschern abgelöst, die noch dem Mikroklingitter ähneln (b). Entlang der Grenzen dieser Bereiche setzt die Subkornbildung und Rekrystallisation ein (c). Im Endstadium ist die Mikroklingitterung völlig verschwunden, polygonale Rekrystallisate bilden sich (d).

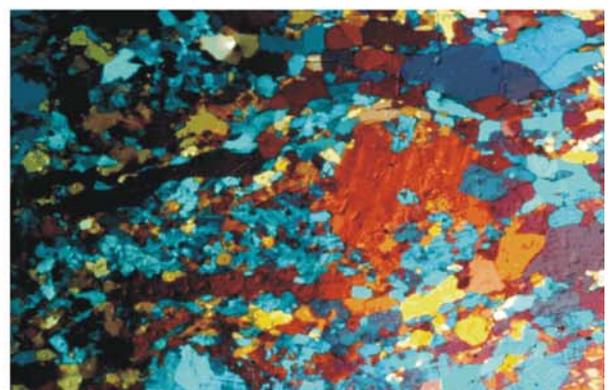
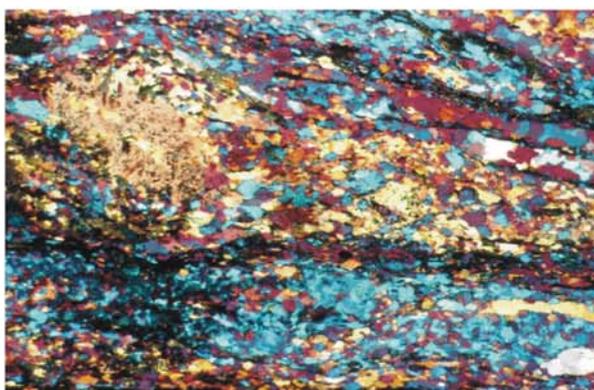
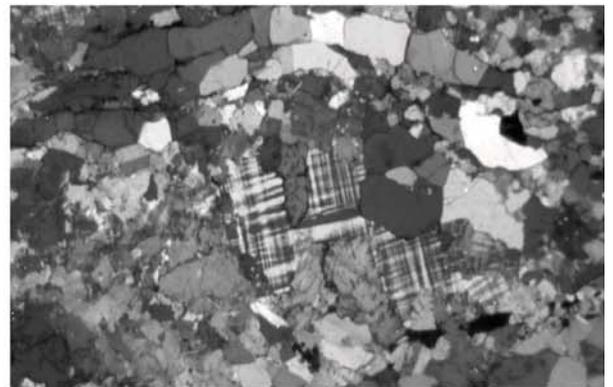
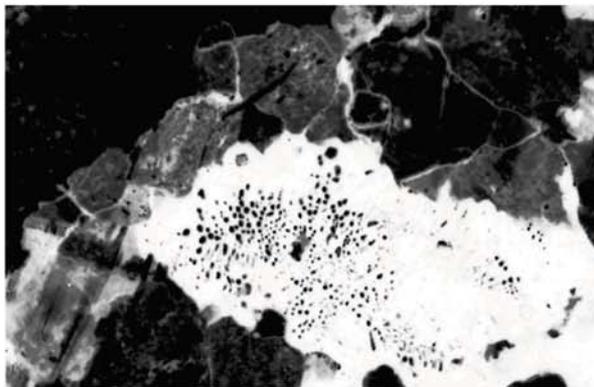
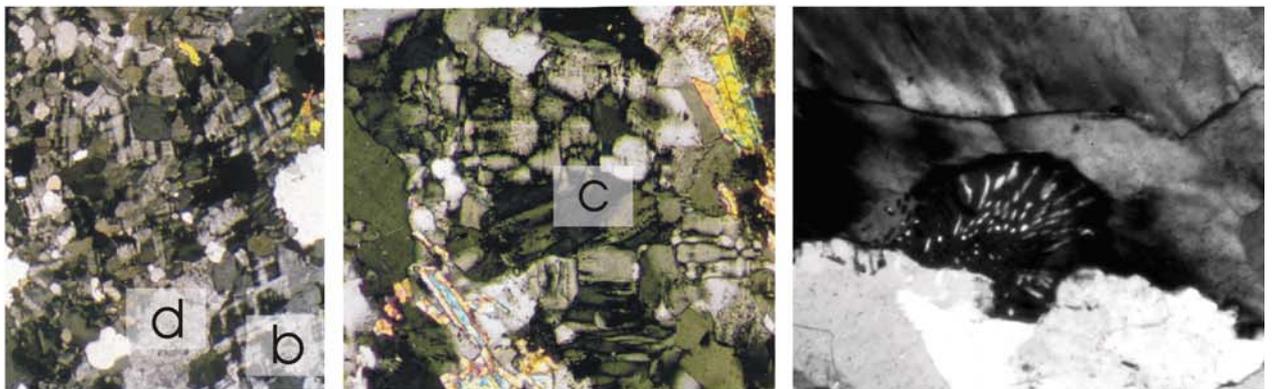
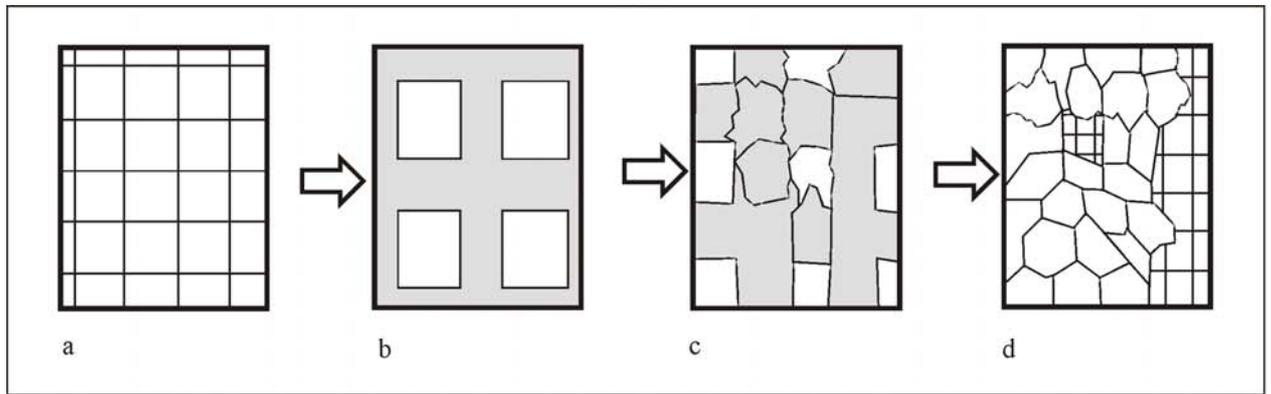
2 +3 Subkornbildung in einem Mikroklinkristall, Auflösen der Zwillingslamellen (b), Subkornbildung und beginnende Rekrystallisation (c), Rekrystallisate (d)

4 Feinkörniger Myrmekit, der ein Mikroklinkristall angreift

5 Feinkörniger Plagioklas mit zahlreichen tröpfchenförmigen Quarzeinschlüssen, die auf seine Entstehung durch Myrmekitisierung hinweisen

6 Myrmekitklast, der an seinen schieferungsparallelen Korngrenzen von Myrmekiten aufgelöst wird, die weit in das Kristall hineinreichen. In direkter Nachbarschaft befinden sich inhomogene Plagioklase mit zahlreichen Quarzeinschlüssen und suturierten Korngrenzen sowie feinkörnige polygonale Plagioklasrekrystallisate.

7+8 Die Auflösung der Porphyroklasten durch Rekrystallisation sieht in Schliften mit statischer Myrmekitisierung (7) und in Schliften mit dynamischer Myrmekitisierung (8) sehr ähnlich aus: Der Porphyroklast rekrystallisiert im Falle der statischen Myrmekitisierung nach abgeschlossener Umwandlung in einen inhomogenen Plagioklas, bei dynamischer Myrmekitisierung zeitgleich mit dieser. Die Klasten werden von Quarzzeilen umflossen, die sich bei der Myrmekitisierung aus freiwerdendem Quarz bilden konnten.



Werden Zeilenquarzgefüge von der Deformation erfaßt, bilden sich in ihnen einfache Subkörner, in denen nur die prismenparallelen Gleitflächen aktiv sind. Nach Kruhl (1986) ist das ein Hinweis darauf, daß die Subkornbildung im Tiefquarzfeld stattfand.

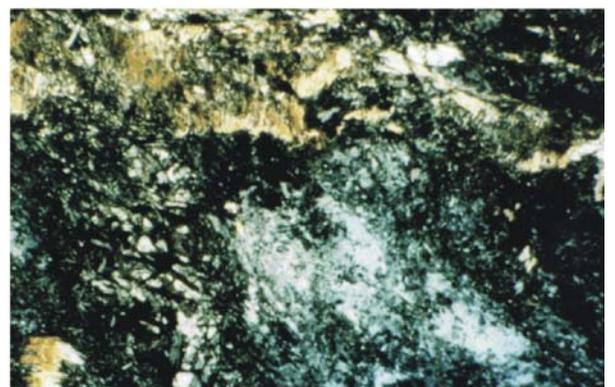
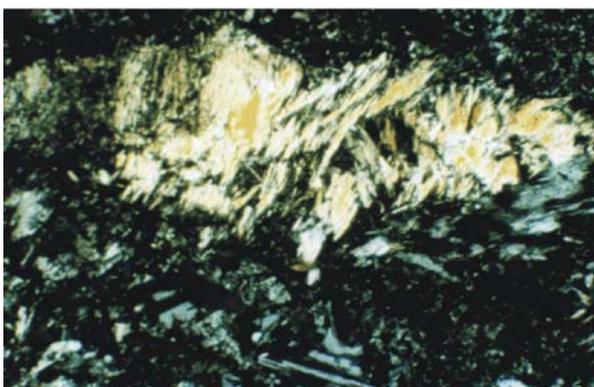
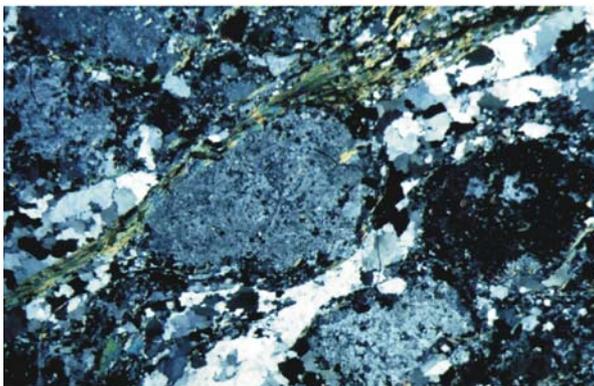
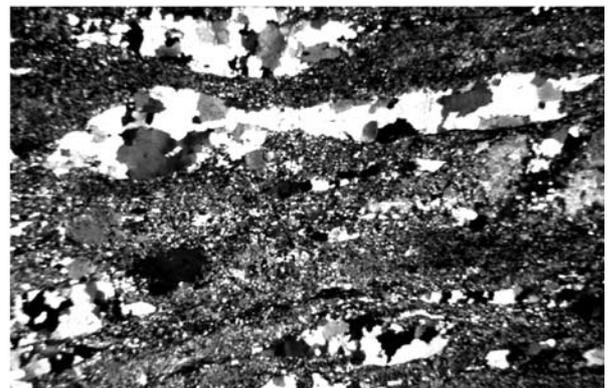
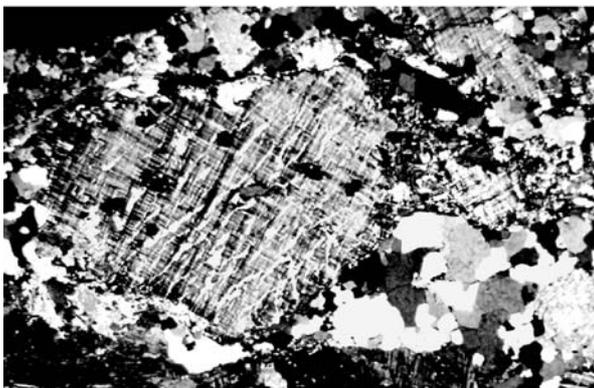
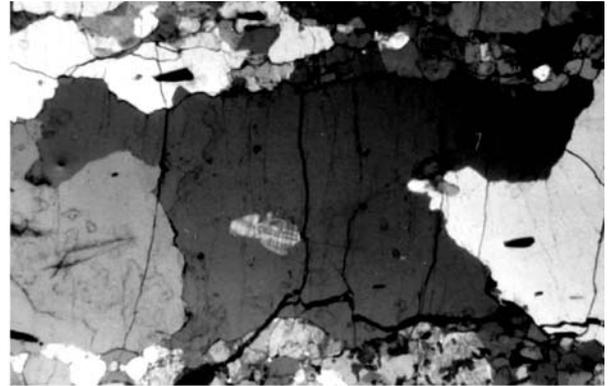
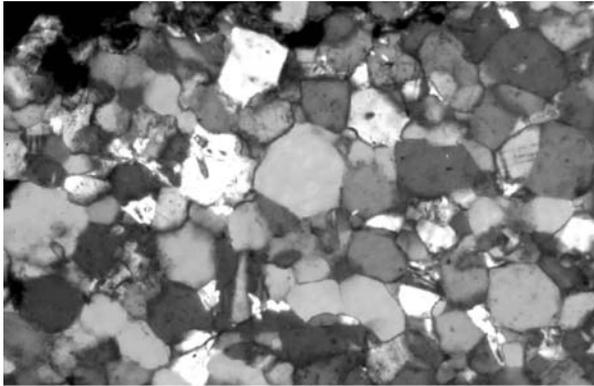
Die Deformation der Granite führt zuerst zu einer völligen Gefügeauflösung, bei der ein chaotisches Gefüge ohne Schieferung, mit aufgelösten Korngrenzen und sehr ungleichen Korngrößen entsteht. Dieses chaotische Gefüge rekristallisiert vollständig zu einem planaren gleichkörnigen Gefüge mit paralleler kontinuierlicher Schieferung (Bild 4 Abbildung 16 auf Seite 56). Mikrokline treten vereinzelt als Porphyroklasten auf (Bild 2 Abbildung 16 auf Seite 56). Sie sind der einzige verbleibende Hinweis darauf, daß die plagioklasreichen Ultramylonite als Resultat einer einfachen retrograden Gefügeentwicklung aus kalifeldspatreichen Graniten entstanden sind.

TABELLE 3. Mineralbestand der Granite und Gneise

| Mineral | prädeformativ | syndeformativ | postdeformativ | Bildung aus |
|-------------------------|---------------|---------------|----------------|---------------------|
| Plagioklas | | | | Schmelze, Mikroklin |
| Kalifeldspat (monoklin) | | | | Schmelze |
| Mikroklin | | | | Kalifeldspat |
| Quarz | | | | Schmelze, Mikroklin |
| Biotit | | | | Schmelze |
| Muskovit | | | | Schmelze, Biotit |
| Granat | | | | Biotit |
| Ilmenit | | | | Biotit |
| Sillimanit | | | | Xenolith |
| Andalusit | | | | Xenolith |
| Chlorit | | | | Biotit |

ABBILDUNG 16. Mikrogefüge in Myloniten des Dzhabyk

- | | |
|---|---|
| 1 | 2 |
| 3 | 4 |
| 5 | 6 |
| 7 | 8 |
- 1 Polygonale Plagioklasrekristallite
 - 2 Grobkörniges Quarzzeilenband in feinkörniger Matrix, das ein Relikt von Mikroklin umschließt
 - 3 Der Kompetenzkontrast von Mikroklin und Quarz ist deutlich sichtbar. Während der perthitische Mikroklin boudiniert wird (rechts Mitte) oder Subkörner bildet (oben rechts) oder an den Kornrändern rekristallisiert (links), zeigen die Quarzaggregate noch keine Reaktion auf die Deformation.
 - 4 Ultramylonit mit groben Quarzzeilen und feinkörniger Matrix
 - 5 Wachstum von Biotit in Scherbändern
 - 6 Muskovit reagiert auf die Deformation zuerst mit Knickung, am Kornrand beginnt die Bildung feinkörniger ungeknickter Rekristallite.
 - 7 Bildung von Andalusit im Gneis
 - 8 Synkinematische Verdrängung von Sillimanit durch Andalusit in pelitischen Xenolithen des Dzhabyk



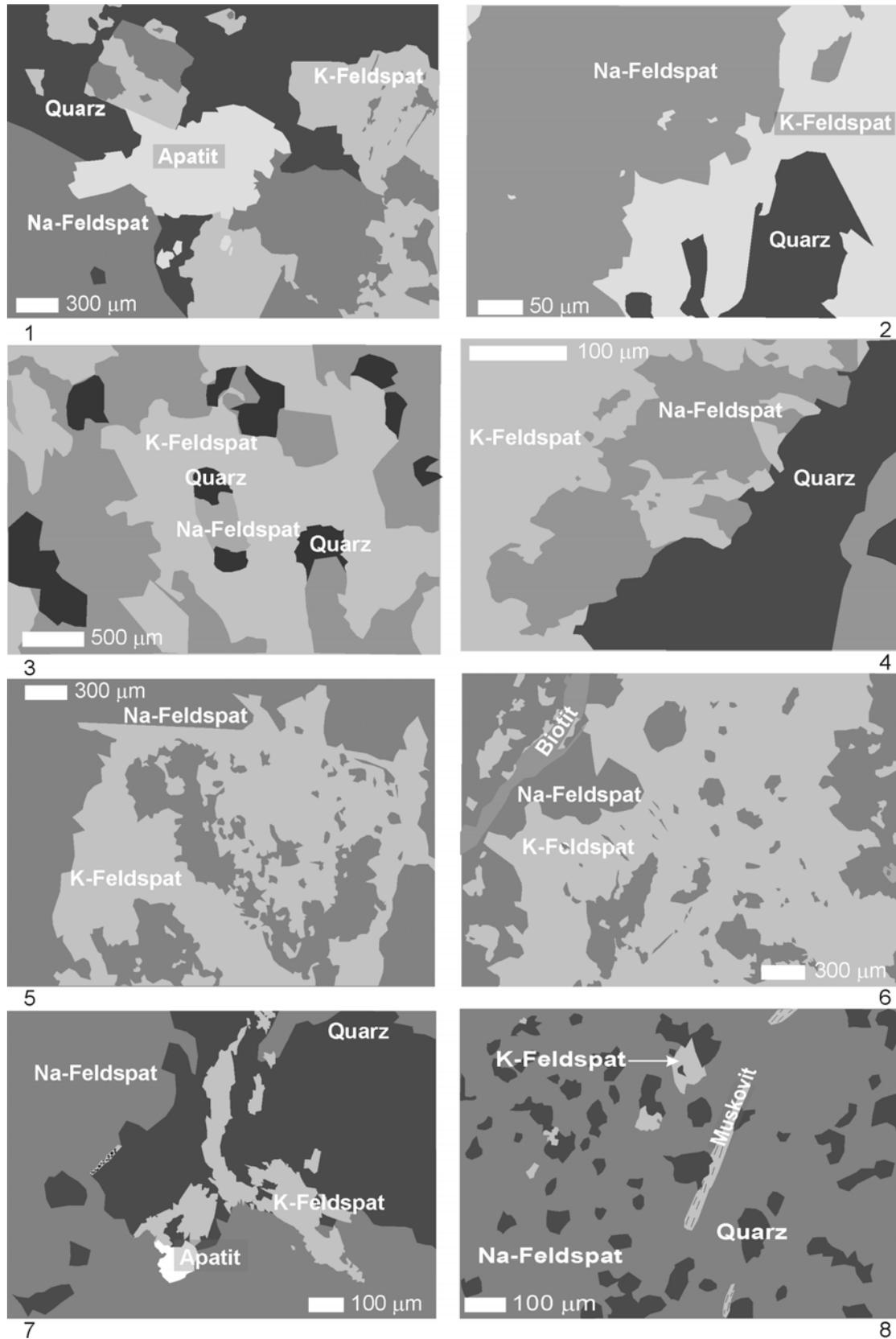
4.3.2. Qualitative Beschreibung des Kalifeldspatzerfalls unter dem REM

Das Rasterelektronenmikroskop wurde eingesetzt, um Details der Gefügeentwicklung dokumentieren zu können, die im Polarisationsmikroskop verborgen bleiben. Es eignet sich besonders gut, um den Kalifeldspatzerfall zu beschreiben, da es Bilder erzeugt, deren Grautöne von der Atommasse des dargestellten Bereichs abhängen. Die am Raster erzeugten BSE-Bilder unterscheiden sich in zwei Punkten von den lichtmikroskopischen. Erstens werden chemische Variationen in unterschiedlichen Farbtönen dargestellt. Zweitens bleiben Korngrenzen unsichtbar, wenn die benachbarten Körner den gleichen Chemismus haben. Die Gefügeentwicklung, die überwiegend von Korngrenzmigrationen oder Kornrotationen gesteuert wird, läßt sich deswegen unter dem Rasterelektronenmikroskop nur unzureichend dokumentieren. Veränderungen im Chemismus werden dagegen besonders deutlich.

Der Mikroclinabbau wird durch Myrmekitisierung und Albitisierung bewältigt. In Myrmekitgefügen treten Plagioklas und Quarz gekoppelt als feine Einsprenglinge in Mikroclin auf. Sie sind durch suturierte Korngrenzen gekennzeichnet. Bild 3 der Abbildung 17 auf Seite 59 zeigt ein Kristallkorn mit statischer Myrmekitisierung, Bild 4 eines mit dynamischer. Rekrystallisieren myrmekitisierte Bereiche, bildet sich eine feinkörnige Matrix aus Plagioklas, Quarz und Relikten von Mikroclin, die durch überwiegend gleichkörnige polygonale Kristalle gekennzeichnet ist (Bild 8 in Abbildung 17 auf Seite 59). Relikte von Mikroclin zeichnen sich durch geringe Korngröße, unregelmäßige Kornform und zerrufte Kristallränder aus (Bild 7 in Abbildung 17 auf Seite 59).

Der Mikroclinabbau durch Albitisierung läßt sich am REM deutlich besser beschreiben als am Polarisationsmikroskop. Die Umwandlung beginnt entlang der Zwillingslamellen des Mikroclins, wie im Bild 1 und Bild 6 in Abbildung 17 auf Seite 59 sichtbar ist. Man muß davon ausgehen, daß diese Mineralreaktion von Fluiden induziert wird, die Na zu- und K und SiO_2 abführten und die Zwillingslamellen als Flächen guter Wegsamkeit nutzen. Von den Spaltflächen aus dringt der Albit lobusartig in das Innere eines Mikroclinkorns ein (Bild 5 Abbildung 17 auf Seite 59). Quarz fehlt in den entsprechenden Umwandlungsgefügen völlig. Albitisierung findet in der Regel schon vor der Subkornbildung und Rekrystallisation eines Mikroclins statt. Typisch ist die Bildung von Pseudomorphosen von Plagioklas nach Mikroclin, in denen das Mikroclingingitter erhalten ist. Erst nach der Albitisierung entstehen feinkörnige Rekrystallisate. Quarz migriert im mikroskopischen Maßstab und bildet Zeilengefüge, die am Rand albitisierter Bereiche auftreten und durch grobe Korngrößen charakterisiert sind. Manchmal überwachsen diese Zeilengefüge Mikroclinrelikte, die dann im Ultramylonit erhalten bleiben, wie im Bild 7 in Abbildung 17 auf Seite 59) sichtbar ist. Das kombinierte Auftreten von Albitisierung und Myrmekitisierung ist die Ursache dafür, daß in den Ultramyloniten grobe Quarzzeilengefüge in einer feinkörnigen Matrix "schwimmen".

ABBILDUNG 17. BSE-Bilder von Graniten und Gneisen: 1,2 Granit, 3 statische Myrmekitisation, 4 dynamische Myrmekitisation, 5,6 Feldspatumwandlung ohne Myrmekitisation, 7,8 Ultramylonite



4.3.3. Korngrößenverteilung in ausgewählten Dünnschliffen

Deformation bewirkt in einem Kristall, daß Gitterbaufehler versetzt werden. Dadurch werden Spannungen im Kristall verursacht. Um diese Spannungen abzubauen und einen energetisch günstigen Zustand herzustellen, reagiert das Kristall mit Korngrößenreduzierung auf Verformung. Sie ist ein Prozeß, der mit zunehmender Mylonitisierung fortschreitet, so daß ein Endgefüge aus "streßfreien" feinen Kristallen entsteht.

In den Proben des Gneismantels von Dzhabyk wurde die Wirkung von Korngrößenreduzierung mit Hilfe eines Bildverarbeitungssystems veranschaulicht, indem die maximalen Korndurchmesser von Feldspäten und Quarzen in unterschiedlich stark deformierten Domänen gemessen und als Histogramme dargestellt wurden (Anlage 3.1).

Die Histogramme zeigen, wie sich die Korngrößen in Quarzen und Feldspäten bei fortschreitender Deformation entwickeln:

- 1.) ist eine Änderung der Korngrößenverteilung und
- 2.) eine Änderung des mittleren Korndurchmessers zu bemerken.

Die granitischen Gefüge unterliegen einer Gamma-Verteilung. Das heißt, die Körner nehmen einen recht großen Korngrößenbereich ein. Grobe Korngrößen sind noch häufig vertreten, so daß die Verteilungskurve nur langsam abfällt. Bei dieser Verteilung entspricht der Erwartungswert dem Mittelwert. Etwas anders sieht die Verteilung in den foliierten Graniten aus. Der Korngrößenbereich ist hier nicht mehr so groß wie im Ausgangsgefüge. Grobe Korngrößen sind nur noch selten vertreten. Kolmogorov (1941) beschreibt das Verhalten von Teilchengrößen bei Zerkleinerung und zeigt, daß sie gegen eine logarithmische Normalverteilung konvergieren, denn die größten Körner werden zuerst von der Zerkleinerung erfaßt (Diagramm a) in Abbildung 18 auf Seite 60). Dieser Regel folgen auch die deformierten Proben, die logarithmierten maximalen Korndurchmesser sind normal verteilt. Der Erwartungswert der logarithmierten Daten entspricht dem Mittelwert \bar{x} , die Kurve ihrer Streuung s^2 . Erwartungswert und Varianz der Ausgangsdaten berechnen sich aus $\exp(\bar{x}+s^2/2)$ bzw. $\exp(2\bar{x}+s^2)(\exp(s^2)-1)$.

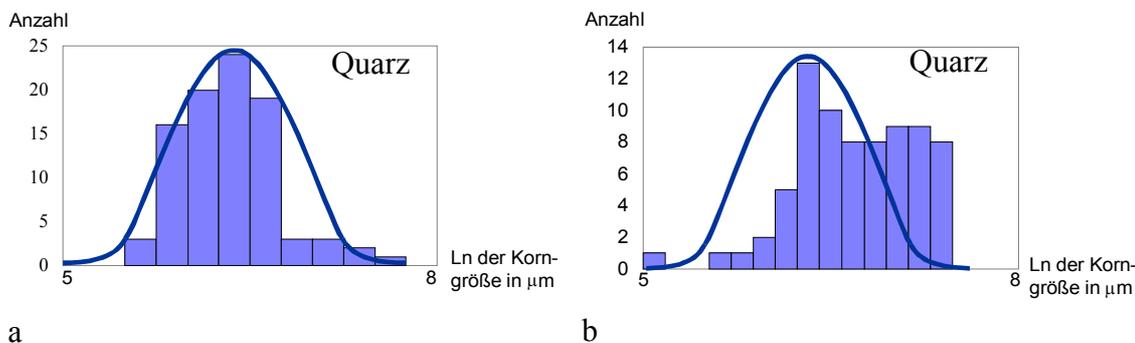


ABBILDUNG 18. Häufigkeitsverteilungen der logarithmierten maximalen Korndurchmesser der Quarze eines foliierten Granits (a) und eines Ultramylonits (b)

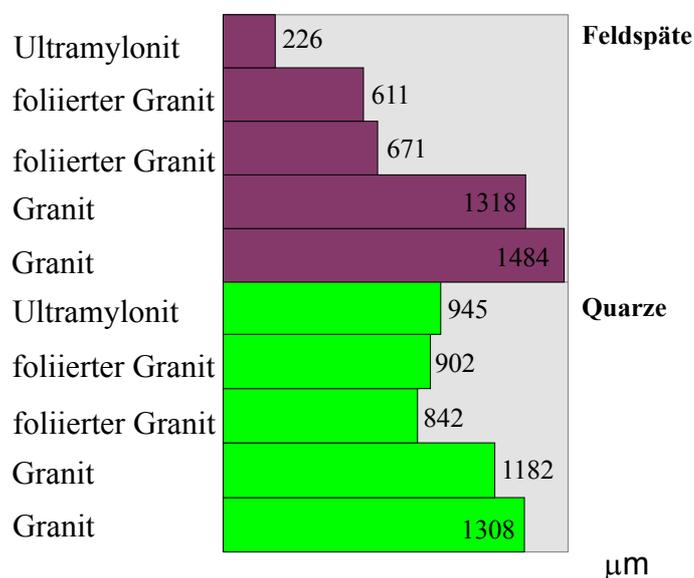
Die Korngrößen der ultramylonitischen Probe sind nicht log-normal sondern Gamma-verteilt (vergleiche Abbildung 18 auf Seite 60). Wahrscheinlich sind die Mineralkörner in den Ultramyloniten vollständig rekristallisiert und verhalten sich deswegen ähnlich dem Ausgangsgestein.

Die Erwartungswerte der maximalen Korndurchmesser im Vergleich sind in Abbildung 19 auf Seite 61 dargestellt. Die Feldspäte zeigen eine starke Korngrößenreduzierung auf ein Zehntel des Ausgangswertes. Die Korngröße nimmt mit zunehmender Mylonitisierung ab. Die Quarze verkleinern sich nur auf Dreiviertel ihrer Ausgangskorngröße. Desweiteren zeigt das Diagramm, daß sich ihre Korngröße nicht kontinuierlich verringert, sondern in einem bestimmten Bereich schwankt.

Welche Ursachen können dafür verantwortlich sein, daß die Quarze der Korngrößenreduzierung widerstehen? Prinzipiell werden grobe Korngrößen bei Deformation durch Kornflächenreduzierung oder statische Kristallisation erreicht (Passchier und Trouw 1996). Wenn statische Rekristallisation nur in Quarzen, aber nicht in Feldspäten auftritt, sollte sie bei Temperaturen $<500^{\circ}\text{C}$ stattgefunden haben. Das Fehlen von synkinematischem Chlorit in den untersuchten Schliffen deutet aber darauf hin, daß die Deformation bereits bei Temperaturen von mindestens 550°C beendet war. Wäre statische Rekristallisation die Ursache für die Kornvergrößerung, hätte sie Quarze und Feldspäte betreffen müssen. Kornflächenreduzierung ist nur in monomineralischen Gesteinsbereichen möglich, wo die Körner ohne Störung durch fremde Minerale wachsen können. Das heißt, Schwankungen in der Korngröße der Quarze hängen nicht vom Deformationsgrad des Gesteins, sondern von der Größe der Zeilengefüge ab. Diese Tendenz ist in den untersuchten Dünnschliffen gut zu erkennen: In der Matrix sind die Quarze genau so fein wie die Feldspäte (Abbildung 17 auf Seite 59), mittlere Korngrößen werden in feinen Zeilenquarzen erreicht und große in mächtigen Quarzzeilengefügen (Abbildung 16 auf Seite 56).

Die Korngrößenverteilung in den untersuchten Gesteinen entsteht durch das entgegengesetzte Wirken von intrakristallinen Prozessen, die alle zum Ziel haben, das gestreßte Kristall in einen energetisch möglichst günstigen Zustand zu überführen. Die Feldspäte reagieren auf die Deformation mit Korngrößenverkleinerung und reduzieren ihre Korngrößen um ca. 90%. Da einer der wichtigsten Feldspat-abbaumechanismen Myrmekitisierung ist, treten rekristallisierte Plagioklase immer in enger Nachbarschaft mit Quarzkristallen auf, so daß eine postdeformative Kornvergrößerung blockiert wird. Die Quarze bilden häufig Zeilengefüge mit monomineralischer Zusammensetzung, in der Kornflächenreduzierung wirksam werden kann. So wachsen Quarze in groben Zeilengefügen wieder auf die Korngröße im Granit an. Die Folge davon ist, daß die Ultramylonite durch ein planares Gefüge gekennzeichnet sind, daß von groben Zeilenquarzen dominiert wird, die in einer feinen Matrix "schwimmen".

ABBILDUNG 19. Erwartungswert der Korngrößen in ausgewählten Dünnschliffen

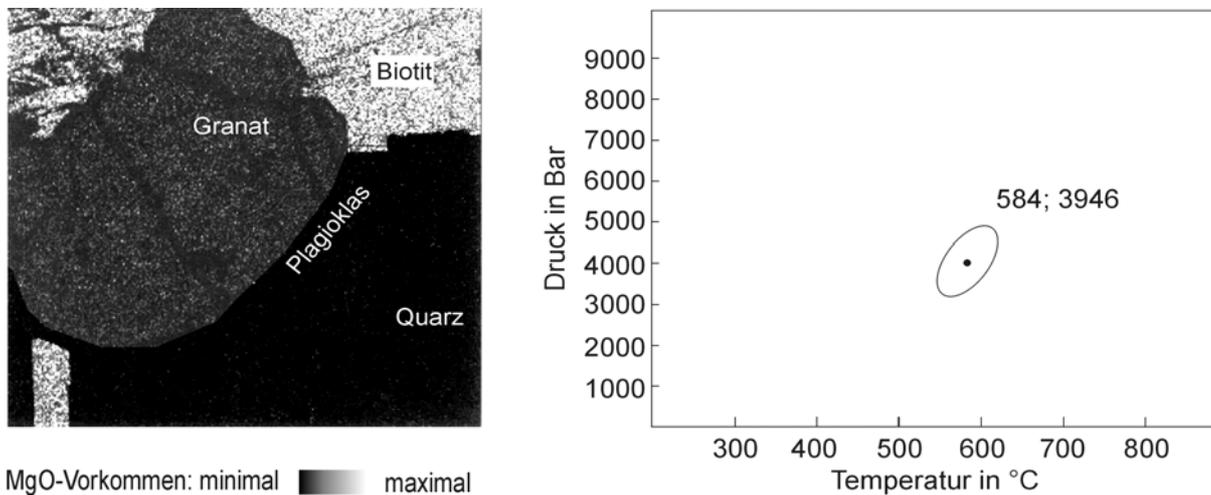


4.3.4. Kristallisations- und Deformationsbedingungen

Um Aussagen über den Plutonaufstieg treffen zu können, soll eine p,T-Abschätzung der Granitkristallisation und der Metamorphose getroffen werden. Die Instrumente zur p,T-Abschätzung in Graniten sind aber nicht so gut entwickelt wie in pelitischen metamorphen Gesteinen, da in einem granitischen Gestein nur wenige hochvariable Mineralphasen vorkommen, die ihren Chemismus beim Abkühlen

verändern. Außerdem fehlen Phasen mit gut charakterisierbaren, experimentell kalibrierten Reaktionen. So ist nur eine grobe Abschätzung von p,T-Bedingungen möglich.

ABBILDUNG 20. MgO-Verteilung in einem Granat des Gneismantels des Dzhabyk-Komplexes (links), p,T-Abschätzung der Granatkristallisation nach Gordon (rechts)



Eine direkte Thermobarometrie wurde von Spottke (1999) an Granaten einer Probe des Gneismantels durchgeführt. Abbildung 20 auf Seite 62 zeigt die Verteilung von MgO in einem Granat und seiner Umgebung, gemessen mit dem WDS. Alle Elemente sind sehr gleichmäßig verteilt, ein Zonarbau läßt sich nicht erkennen. Dieses Ergebnis wird durch Punktmessungen mit der EDS bestätigt (Anlage 3.2). Die Zusammensetzung der Granatkörner ist gleich, und auch ein Profil aus 6 Meßpunkten durch einen einzelnen Granat zeigt keine Abweichung von der chemischen Zusammensetzung. Die Granate bestehen aus 79% Almandin, 9,5% Pyrop, 7,5% Spessartin, 4,1% Grossular und Andradit.

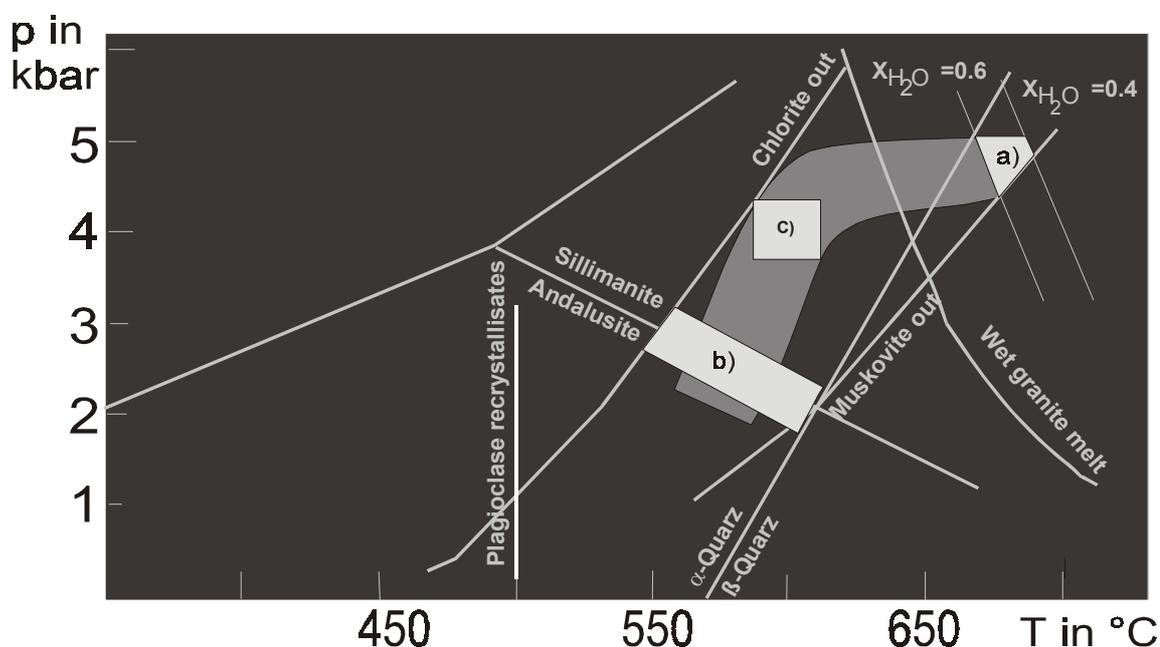
Da die Granate nicht zoniert sind, mußten zur p,T-Abschätzung noch zusätzliche Meßpunkte im direkten Umfeld der Granate angefahren werden. Gemessen wurden Biotit, Plagioklas, Muskovit und Ilmenit (Anlagen 3.3 und 3.4). Die Meßdaten wurden mit Hilfe des Programms INVEQ von Gordon (1999) ausgewertet. Dabei wurde das Vorkommen von Sillimanit und α -Quarz berücksichtigt. Hauptkomponenten bei der Berechnung waren Biotit und Granat. Aus Abbildung 20 auf Seite 62 können Temperatur und Druck abgelesen werden, die bei der Granatbildung geherrscht haben: $T=584\text{ °C}$, $p=3,95\text{ kbar}$ (Feld c in Abbildung 21 auf Seite 63).

Phasendiagramme ermöglichen nur eine grobe Abschätzung von p,T-Bedingungen in einem Quarz-Feldspat-Gestein. Trotzdem helfen sie, prinzipielle Charakteristika des p,T-Pfades eines Gesteins aufzuzeigen. Undeformierte Gefüge enthalten überwiegend Mineralphasen, wie sie zur Kristallisation des Gesteins vorlagen, und eignen sich deswegen zur Abschätzung der Kristallisationsbedingungen des Granits.

Im Granit ist die Anzahl von p,T-Markern stark begrenzt. Deshalb wurden zusätzlich Literaturdaten von Fershtater et al. (1997) zur Hilfe genommen. Er bestimmte die Wassersättigung der Granit-schmelze des Dzhabyk-Plutons mit 0.4-0.6, den Druck bei der Kristallisation mit 3-5 kbar. Muskovit tritt als stabile primäre Phase auf. Quarze mit Schachbrettfelderung zeigen an, daß ihre Bildung im Hochquarzfeld stattfand (Kruhl 1986). Die Kristallisation fand demzufolge bei Temperaturen von 670-690°C und Drücken von 4,5-5 kbar statt. Das entspricht einer Kristallisationstiefe von ca. 13-15 km (Feld a in Abbildung 21 auf Seite 63).

Metamorphe Mineralneubildungen wurden in deformierten Proben nachgewiesen. Aus ihrem Verhältnis zur Schieferung ist zu schließen, daß alle Mineralassoziationen, die sich zur p,T-Abschätzung eignen, syndeformativ entstanden sind. Eine obere Grenze für den Beginn der Deformation (prädeformative Mineralbildungen) konnte deshalb nicht bestimmt werden. In den Gneisen ist in rekristallisierten Quarzen nur noch prismenparallele Subkornbildung zu finden, ein Anzeichen dafür, daß die Rekristallisation im Tiefquarzfeld stattfand (Kruhl 1986). Feldspäte rekristallisieren stark, was erst oberhalb von 500°C möglich ist (Kruhl 1993). In pelitischen Xenolithen wird Sillimanit synkinematisch von Andalusit ersetzt, ein Zeichen dafür, daß die Deformation an der Grenze der Stabilitätsbereiche von Sillimanit und Andalusit stattfand. Chlorit bildet sich nur postdeformativ als Belag auf den Biotiten, was zeigt, daß die syndeformative Rekristallisation von Biotit oberhalb von 550°C stattfand (Spear 1993). Die wesentliche Gefügeprägung fand bei Temperaturen zwischen 550-600°C und bei Drücken von 2-3 kbar statt, also etwa in einer Tiefe von 6-9 km (Feld b in Abbildung 21 auf Seite 63).

ABBILDUNG 21. p,T-Bedingungen beim Aufstieg des Dzhabyk-Plutons, Phasenübergänge nach Spear (1993)



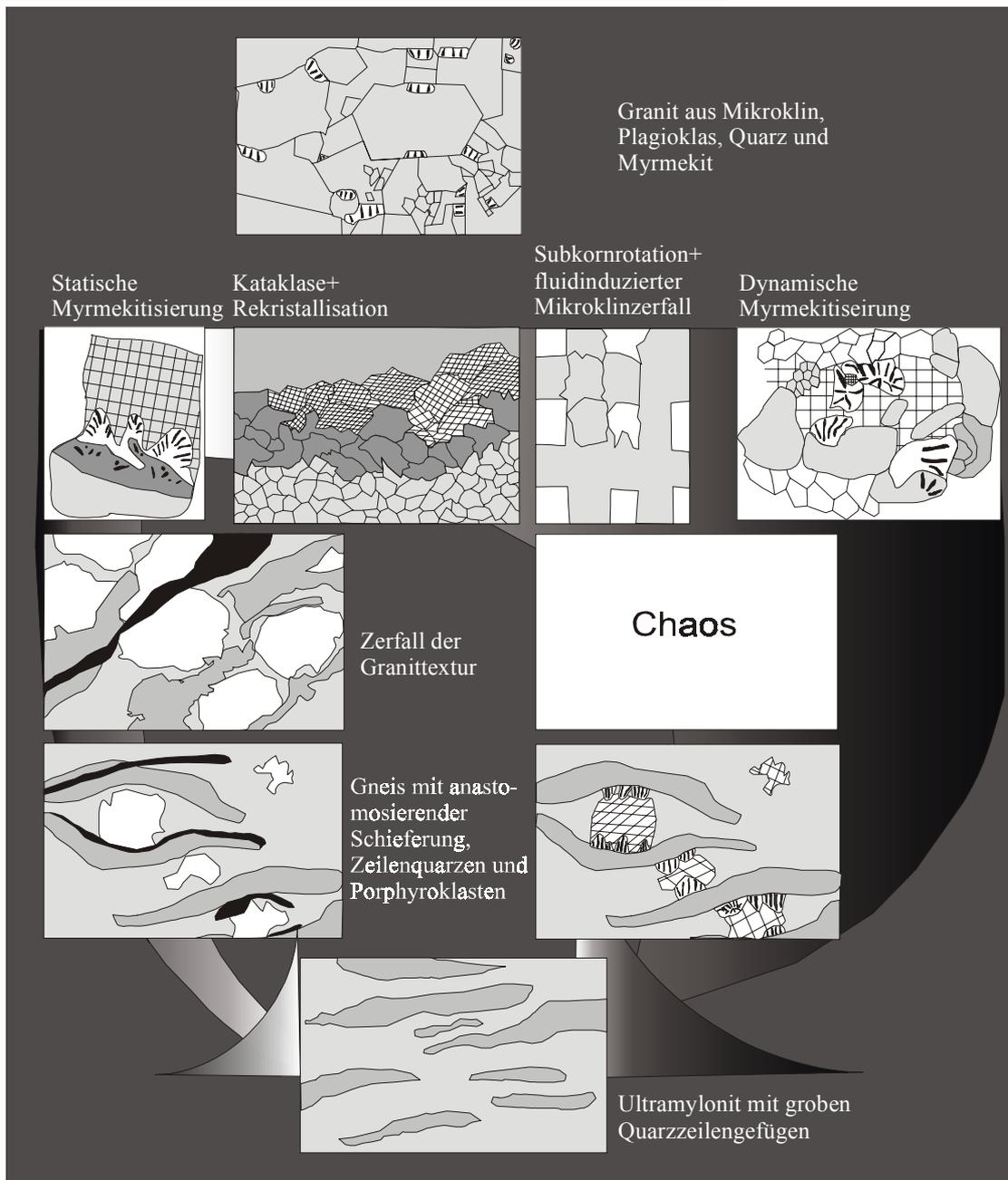
4.3.5. Ergebnisse der Mikrostrukturanalyse

Die Gneise des Gneismantels von Dzhabyk entstanden als Resultat einer einfachen retrograden Metamorphose aus kalifeldspatreichen Graniten. Dabei wurde das granitische Gefüge völlig aufgelöst, so daß zuerst ein chaotisches Gefüge entstand, bei dessen anschließender Rekristallisation sich ein feinkörniger parallel geschieferter Ultramyonit bildete (Abbildung 22 auf Seite 64). Der ist durch eine feine Quarz-Feldspat-Glimmer-Matrix gekennzeichnet, in der grobe Quarzzeilengefüge "schwimmen". Gesteinslagen mit derart unterschiedlichen Korngrößen entstanden durch das entgegengesetzte Wirken von Korngrößenreduzierung und Kornvergrößerung bei Kornflächenreduzierung in monomineralischen Lagen. Die Deformation erfolgte in einem schmalen Temperaturbereich von 550-600°C aber in einem großen Druckbereich von 2-4 kbar und ist ein Ergebnis des fast isothermalen Aufstiegs des Gesteinskomplexes.

Bei der Deformation wird Mikroklin durch Myrmekitisierung und Albitisierung fast vollständig in Plagioklas und Quarz umgewandelt. Nur Relikte von Mikroklin, die in den Ultramytoniten gefunden werden können, geben noch einen Hinweis auf die Beschaffenheit des Protoliths.

Die Granite und die Gesteine des Gneismantels von Dzhabyk müssen trotz ihrer sehr unterschiedlichen Gefüge als eine Einheit betrachtet werden. Die Gneis-Komplexe sind deformierte Randbereiche des Plutons. Sie sollten deshalb das gleiche Alter wie die Granite haben.

ABBILDUNG 22. Überblick über die Gefügemwandlung in den Gneisen des Dzhabyk-Komplexes



- | | | | |
|-------------|-----------|-------------------------|-------------------------|
| Zeilenquarz | Biotit | Plagioklasmatrix | Zerfallender K-Feldspat |
| Myrmekit | Mikroklin | Plagioklasporphyroklast | |

4.4. Geochronologie

4.4.1. Kristallisationsalter

Eine der besten Methoden um zu kontrollieren, ob die Gneise der südlichen OUZ einem alten kontinentalen Basement entstammen oder nicht, ist die radiometrische Altersdatierung. Die Proben für die Datierung wurden der Gneisplatte von Kartali, dem größten osturalischen Gneis-Komplex entnommen. An diesen Proben wurden sowohl Kristallisations- als auch Abkühlalter von Mineralen mit unterschiedlichen Schließungstemperaturen datiert (Tabelle 4 auf Seite 65).

TABELLE 4. Schließungstemperatur der Isotopensysteme der datierten Minerale

| Mineral | Isotopensystem | Schließungstemperatur | Quelle | |
|--------------|----------------|-----------------------|----------------------|-----------------------|
| Zirkon | U/Pb | >700°C | Spear (1993) | Kristallisationsalter |
| Muskovit | Rb/Sr | 550°C | Jäger (1973) | Deformationsalter |
| Biotit | Rb/Sr | 300°C | Roth und Poty (1998) | Abkühlalter |
| Kalifeldspat | Rb/Sr | 200°C | | Abkühlalter |

Die Kristallisationsalter wurden mit der Pb/Pb-Methode datiert. Die ausgelesenen Zirkonpräparate wurden vor Beginn der Datierung noch einer gesonderten Untersuchung am Elektronenmikroskop unterzogen. Ziel der Untersuchung war vor allem eine Einschätzung, ob die Zirkone zur Datierung mit der Pb/Pb-Methode geeignet sind oder ob Bleiverlust aufgetreten ist. Da die Mutterisotope nicht mitgemessen wurden, ist es notwendig, eventuelle Störungen des Isotopensystems abzuschätzen und wenn möglich auszuschließen. Es gibt zwei Mechanismen, die das Alter verfälschen können: die Messung von Mischaltern und Bleiverlust durch Diffusion. In Zirkonen, die mehrere Wachstumsepochen erlebt haben, mißt man Mischalter. Zirkone mit ererbten Kernen zeigen ein höheres Alter als das Kristallisationsalter an. Bleiverlust durch Diffusion ist in kristallinen Zirkonen fast auszuschließen. Die Aktivierungsenergie für Diffusion verringert sich aber in metamikten Bereichen extrem. Da Zirkone ab 600°C rekristallisieren, findet Bleiverlust in metamikten Bereichen nur unterhalb dieser Temperatur statt (Mezger 1997). Das gemessene Alter metamikter Zirkone ist geringer als das Kristallisationsalter.

Zirkone bilden auch ein gutes Werkzeug, um ihr Bildungsmilieu zu charakterisieren. Sie verhalten sich bei Metamorphose, Erosion, aber auch bei Wiederaufschmelzung so resistent, daß ihr kristallographischer Bau und ihre Internstrukturen erhalten bleiben. Das gilt bei metamorphen Gesteinen auch dann noch, wenn sonst alle relikthischen Gefüge ausgelöscht wurden. Wenn Granite und Gneise des Dzhabyk einen gemeinsamen Ursprung haben, muß das in den Zirkonpopulationen sichtbar sein.

Die Zirkonpopulationen der Granite und Gneise von Kartali zeigen wesentliche Gemeinsamkeiten, die die Vermutung unterstützen, daß beide Gesteine einen gemeinsamen Ursprung haben: Beide Zirkonpopulationen bestehen aus überwiegend mittelpyramidalen Zirkonen mit hellgelbem, klarem Erscheinungsbild. 70%-90% der Zirkone einer Probe weisen ein Längen-Breitenverhältnis von 2-4 auf. Die Zirkontypologie beider Gesteine ist gleich (Abbildung 23 auf Seite 66). Die Zirkone beider Gesteine sind idiomorph, fein oszillierend zониert und weisen zu etwa 20% Kerne auf. Die Kerne sind

fast ausschließlich scharfkantige Bruchstücke ererbter Zirkone früherer magmatischer Ereignisse, deren Zonarbau noch zu erkennen ist (Abbildung 25 auf Seite 67).

ABBILDUNG 23. Zirkontypologie nach Pupin (1980) für Granite und Gneise des Dzhabyk. Es treten überwiegend die Zirkontypen S5, S9, S10, S13, S14, S15 und S20 auf. Der Schwerpunkt liegt für beide Gestein im Feld S10.

Granite

Gneise

| B | AB1 | AB2 | AB3 | AB4 | AB5 | A | C |
|----|-----|-----|-----|-----|-----|------|----|
| H | L1 | L2 | L3 | L4 | L5 | G1-3 | I |
| Q1 | S1 | S2 | S3 | S4 | S5 | P1 | R1 |
| Q2 | S6 | S7 | S8 | S9 | S10 | P2 | R2 |
| Q3 | S11 | S12 | S13 | S14 | S15 | P3 | R3 |
| Q4 | S16 | S17 | S18 | S19 | S20 | P4 | R4 |
| Q5 | S21 | S22 | S23 | S24 | S25 | P5 | R5 |
| E | J1 | J2 | J3 | J4 | J5 | D | F |

| B | AB1 | AB2 | AB3 | AB4 | AB5 | A | C |
|----|-----|-----|-----|-----|-----|------|----|
| H | L1 | L2 | L3 | L4 | L5 | G1-3 | I |
| Q1 | S1 | S2 | S3 | S4 | S5 | P1 | R1 |
| Q2 | S6 | S7 | S8 | S9 | S10 | P2 | R2 |
| Q3 | S11 | S12 | S13 | S14 | S15 | P3 | R3 |
| Q4 | S16 | S17 | S18 | S19 | S20 | P4 | R4 |
| Q5 | S21 | S22 | S23 | S24 | S25 | P5 | R5 |
| E | J1 | J2 | J3 | J4 | J5 | D | F |

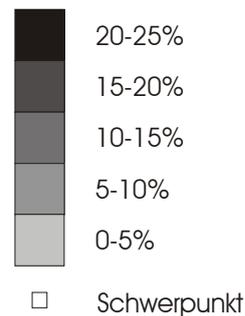


ABBILDUNG 24. Alteration der Zirkonoberfläche (BSE-Bilder): A- Zirkon mit glatter Oberfläche; B- Zirkonfragment mit glatter Oberfläche; C- Zirkon mit Brüchen und beginnender Alteration an den Bruchflächen, D- starke Alteration der Bruchflächen, die Zirkonoberfläche ist noch unverändert, E- Korrosion der Zirkonoberfläche erzeugt zuerst Grübchen; F- dann rauhe unregelmäßige Oberflächen, G- stark alterierter Zirkon einer ultramyonitischen Probe mit zahlreichen Brüchen

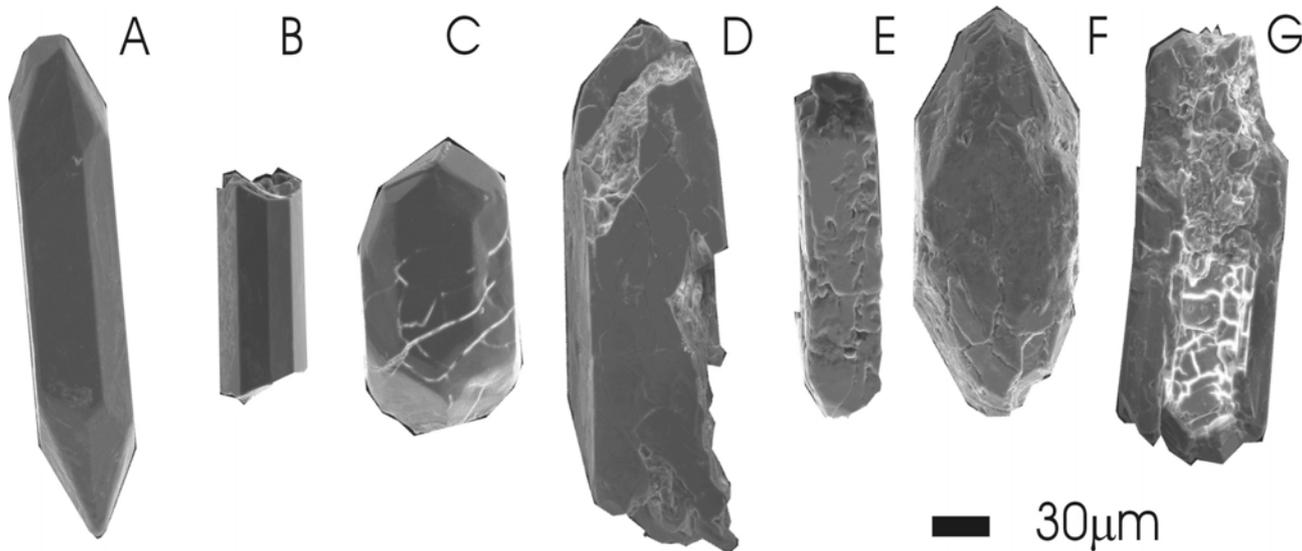
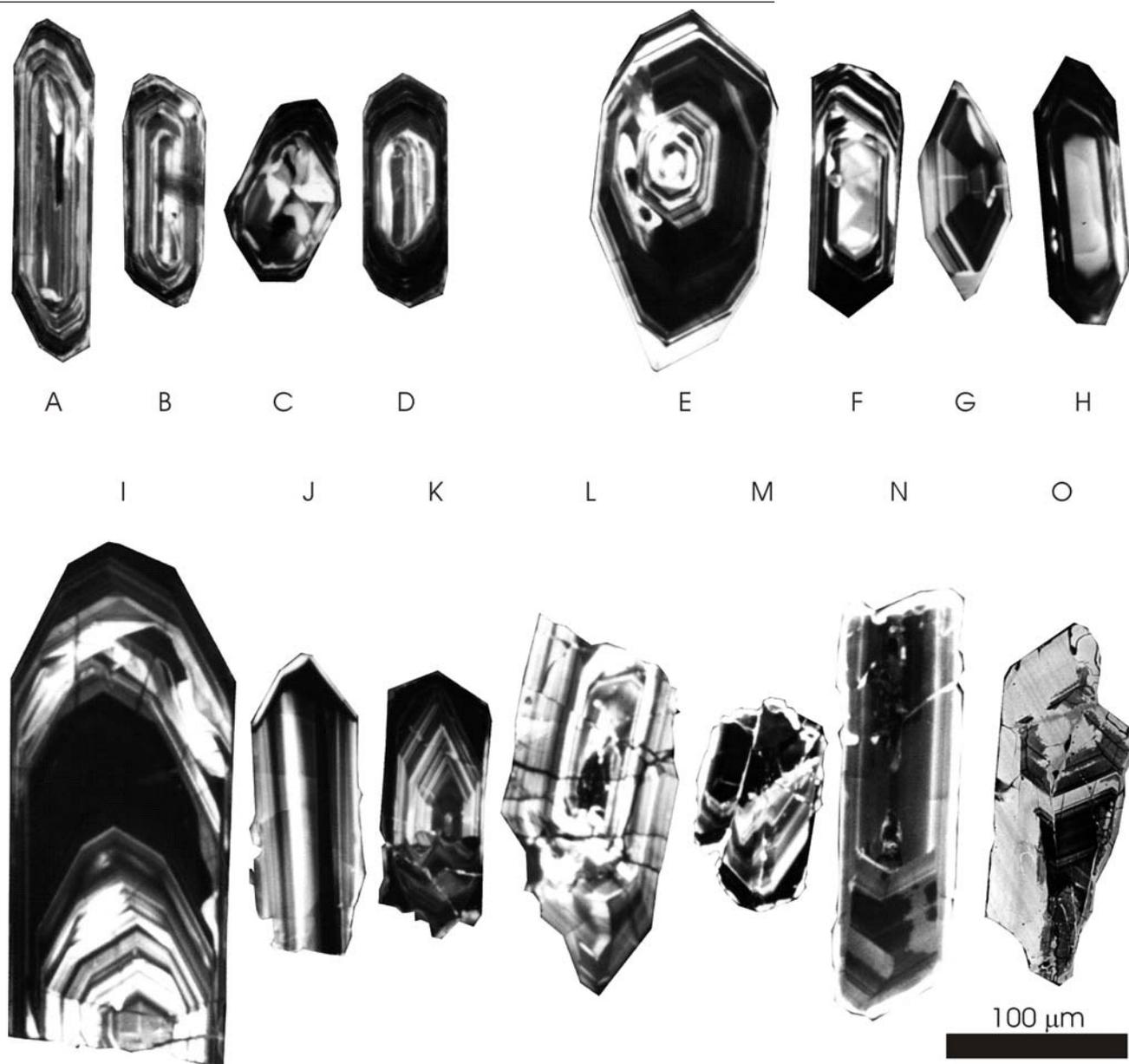


ABBILDUNG 25. Interstrukturen der Zirkone in CI-Bildern, A-D- Zirkone aus Graniten: A,B- prismatische Zirkone mit konzentrischem Zonarbau ohne Kern, C- Zirkon mit Sektorzonierung, D- Zirkon mit Fragment eines zonierten magmatischen Zirkons als Kern; E-O- Zirkone aus Gneisen: E,F,G,H- Zirkone mit konzentrischer oder Sektorzonierung mit prismatischem Habitus und ohne Anzeichen der Wirkung einer Deformation, I,J,K,L- Fragmente prismatischer Zirkone ohne Anwachssäume und Kerne, M- zerschertes und wieder verwachsenes Zirkonfragment, N- Zirkon mit unzoniertem prismatischem Kern und konzentrisch zoniertem Anwachssaum, O- Fragment eines zonierten Zirkons, das wieder überwachsen und erneut fragmentiert wurde



Die Deformation wirkt überwiegend destruktiv auf die Zirkone. Metamorphe Anwachssäume treten sehr selten auf und sind schmal, Anzeichen für Rekristallisation gibt es überhaupt nicht. Die Zirkone reagieren bruchhaft auf die Verformung (Abbildung 25 auf Seite 67). Mehr als 90% aller Brüche verläuft quer zu kristallographischen Flächen. Während die Granitzirkone bruchfrei sind, nimmt die Anzahl der Brüche mit zunehmender Deformation der Probe stetig zu. In den ultramylonitischen

Proben sind bis zu 30% der Zirkone vollständig zerstückelt. In diesen Proben ist der Anteil an Zirkonen mit geringen Längen-Breitenverhältnissen besonders hoch. Die Brüche bieten gute Angriffsflächen für Fluidkorrosion (Abbildung 24 auf Seite 66). Aber auch die unversehrte Zirkonoberfläche wird korrodiert, es bilden sich Grübchen und rauhe Oberflächen (Abbildung 24 auf Seite 66). Auch diese Strukturen sind vermehrt in den stärker deformierten Proben zu finden.

Die Gneisproben beinhalten in untergeordnetem Maße eine zweite Zirkonpopulation, die deutlich vom Erscheinungsbild der ersten abweicht. Die Zirkone sind dreckig-gelb gefärbt, lumineszieren schlecht, weisen große metamikte Bereiche auf, in denen keine Zonierung erkennbar ist. Obwohl sich diese Probe im Dünnschliffbild überhaupt nicht von anderen unterscheidet, wird sich bei der Datierung zeigen, daß sie eine Sonderstellung einnimmt.

Die Blei-Isotopien wurden an 17 Zirkoneinzelkörnern gemessen (Anlage 4.3). Bei der Messung wurden die Zirkone langsam erhitzt und bei 1400°C vorgeheizt. Blei aus metamikten Bereichen wurde so vor Beginn der Überdampfung freigesetzt. Bei weiterer Aufheizung steigt das $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis an, da zunehmend auch Blei aus kristallinen Bereichen aktiviert wird, bis ein Plateau erreicht wird, das dem ungestörten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entspricht. Zur Auswertung der Daten wurden nur Meßblöcke berücksichtigt, die einen Anstieg des $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ von weniger als 15% aufweisen.

Die Daten wurden auf zwei verschiedene Weisen ausgewertet, um die Richtigkeit der zugrunde gelegten Modellannahmen überprüfen zu können:

1) wurde das Modellalter nach Stacy und Kramers (1975) ermittelt. Das gewichtete Mittel der Modellalter wurde mit ISOPLOT berechnet, wobei ausschließlich nach Meßfehlern gewichtet wurde (Abbildung 26 auf Seite 69).

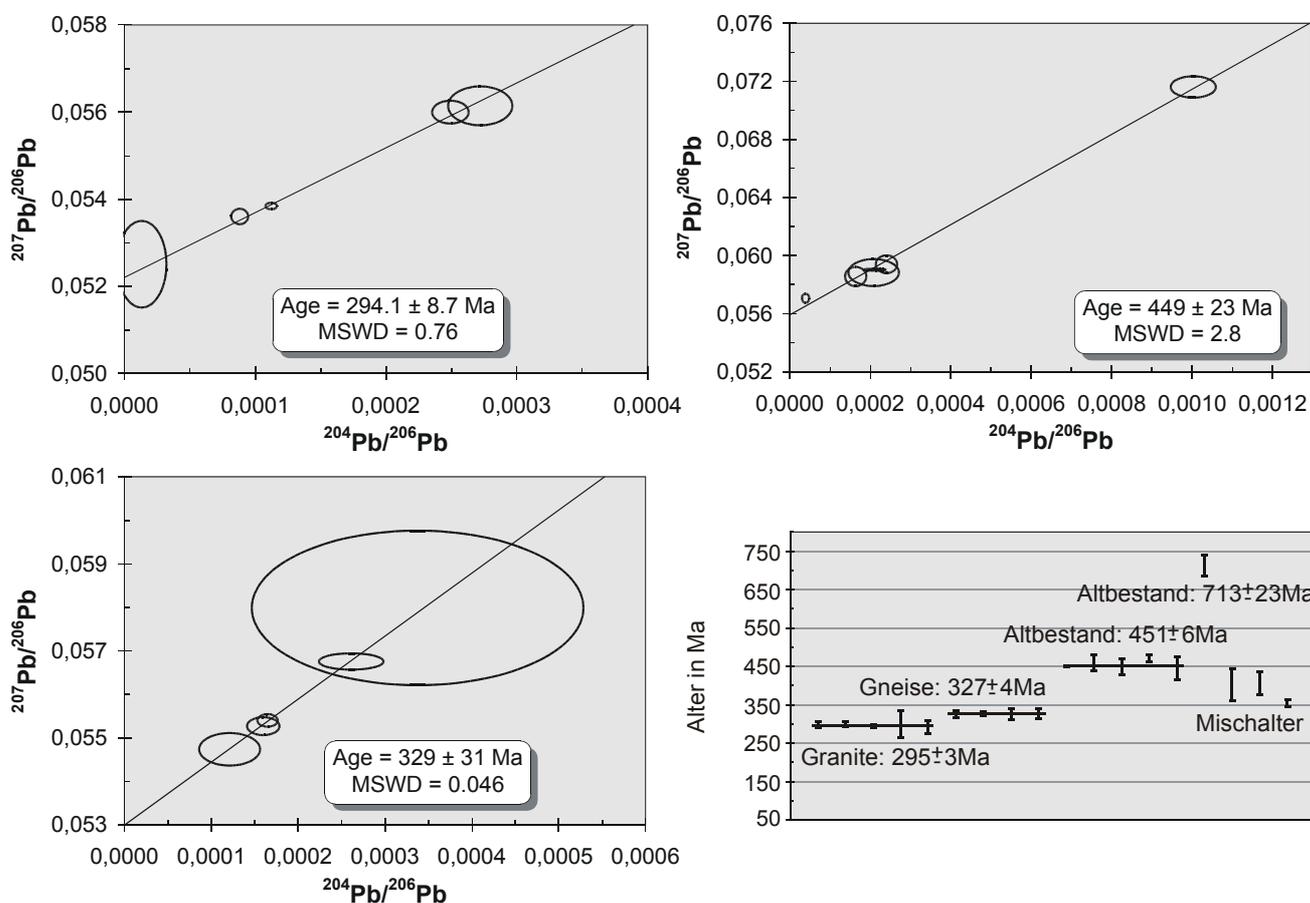
2) wurden „inverse“ $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Isochronen ermittelt. Bei diesem Rechenverfahren wird die Bleievolution nach Stacey und Kramers (1975), die Grundlage des ersten Rechenverfahrens ist, nicht verwendet. Die Ergebnisse beider Rechenverfahren stimmen gut überein, die Pb-Zusammensetzung in den Zirkonen entspricht also der im Modell von Stacey und Kramers (1975) angenommenen. Das zweite Rechenverfahren ergibt deutlich höhere Fehler, denn die stärkere Wichtung kleiner Meßfehler entfällt hier (Abbildung 26 auf Seite 69).

Das Ergebnis der Messungen (berechnet mit gewichteten Mitteln) zeigt eine gut zentrierte und klar abgeschnittene Altersverteilung. Das Alter der Granitproben aus der Gneisplatte von Kartali wurde mit 295 ± 3 Ma ermittelt und stimmt gut mit dem von Montero et al. (2000) im Dzhabyk-Granit datierten Zirkonaltern von 291 ± 4 Ma überein, das der zweiten Phase des Magmatismus in der Granitachse zugerechnet wird. Beide Altersinformationen sind innerhalb des Fehlers identisch. Das heißt, die Granite der Gneisplatte von Kartali können als Teil des Dzhabyk-Plutons betrachtet werden. Die hellgelben Zirkone der Gneisproben ergeben ein Alter von 327 ± 4 Ma. Dieses Alter stimmt mit dem Alter jener Intrusiva überein, die nach Fershtater et al. (1997) zur ersten Phase des Magmatismus in der Granitachse zugeordnet werden. Das heißt, diese Gesteine bilden wahrscheinlich die ältesten postkollisionalen Intrusiva im Dzhabyk-Granit-Gneis-Dom. Die schmutzig gelb-braunen Zirkone der zweiten Zirkonpopulation zeigen ein deutlich höheres Alter von 451 ± 6 Ma (Abbildung 26 auf Seite 69). In der OUZ des Mittelurals sind im Sisert- und im Salda-Komplex in Syeniten und Gneisen sowohl Pb/Pb-Alter als auch Rb/Sr-Gesamtgesteins-Isochronen gemessen worden, die Alter

zwischen 437-482 Ma ergeben (Echtler et al. 1997, Frigberg et al 2000, Kramm et al. 1993). Diese Alter werden als Kristallisationsalter interpretiert und als Konsequenz des Rifting des Uralozeans im späten Arenig angesehen (Echtler et al. 1997). In der Gneisplatte von Kartali geben sie wahrscheinlich das Kristallisationsalter eines Teils des Eduktes an, das demnach ebenfalls vom Rifting des Uralozeans betroffen gewesen sein sollte. Ein einziger sehr alter Zirkon wurde gemessen mit einem Alter 700 Ma. Diese Altersinformation läßt sich keinem bekannten geologischen Ereignis im Ostural zuordnen.

Um die geologische Relevanz dieser Alter bewerten zu können, muß man eventuelle Störungen im Isotopensystem eines Zirkones berücksichtigen. Die Granite und die Proben 66 und 73 bestehen aus magmatischen Zirkonen ohne sichtbare metamikte oder rekristallisierte Bereiche. Deshalb werden Abweichungen in der Bleiisotopie als Mischalter interpretiert. Die Zirkone enthalten dann einen ererbten Kern und zeigen ein höheres Alter an, als das Kristallisationsalter der Schmelze. Die Anzahl der gemessenen Zirkone mit Kernen stimmt gut überein mit dem in der CL-Bildanalyse abgeschätzten Anteil (20%). Sie ergeben Alter zwischen 350 und 450 Ma Jahren und streuen nicht um einen Mittelwert. Anders verhält es sich bei den Zirkonen der dreckig gelb-braunen Population. Im CL-Bild sind zahlreiche metamikte und eventuell rekristallisierte Bereiche zu erkennen (Abbildung 25 auf Seite 67). Brüche sind verheilt und Anwachssäume sichtbar. Bei diesen Zirkonen muß davon ausgegangen werden, daß erhebliche Bleiverluste aufgetreten sind. Das gemessene Alter von 451 ± 6 Ma kann nur als Mindestalter gelten, obwohl die Zirkone eine gut zentrierte Altersgruppierung bilden.

ABBILDUNG 26. Vergleich der Zirkonalter: berechnet mit inversen Isochronen (a-c) und nach Stacey und Kramers (1975) mit gewichteten Mitteln



4.4.2. Abkühlalter

Abkühlalter wurden mit der Rb/Sr-Methode am Gesamtgestein, Muskovit, Biotit und Kalifeldspat gemessen (Anlage 4.4).

Die Isochronen wurden für Granite und Gneise getrennt berechnet. Eine Übersicht über alle ermittelten Rb/Sr-Alter gibt Tabelle 5 auf Seite 70. Auf Grund der unterschiedlichen Schließungstemperaturen ergab jedes Mineral ein anderes Alter. Die Abkühlgeschwindigkeit des Gesteinskomplexes ist sehr gering, was im nächsten Kapitel noch ausführlicher dargestellt wird.

Normalerweise werden zur Berechnung von Isochronen Gesamtgesteine und Einzelminerale gemeinsam verwendet. Das Gesamtgestein weist ein niedriges Rb/Sr-Verhältnis auf und fixiert so die Isochrone nahe dem Ursprung. Außerdem ist so zu erkennen, ob die Gesamtgesteine im Gleichgewicht miteinander standen, denn die isotopische Zusammensetzung eines Systems ist nicht nur abhängig vom Alter, sondern auch vom Initialwert. Bei unseren Proben war das Ergebnis dieser herkömmlichen Berechnung eine Regression mit sehr hohen quadratischen Abweichungen, die den Namen Isochrone nicht verdient (Tabelle 5 auf Seite 70).

TABELLE 5. Berechnung der Rb-Sr-Isochronen als Monomineral-Isochronen und als Mineral-Gesamtgestein-Isochronen

| | Granit | | Gneis | |
|--------------|--------------------------------------|---|---|---|
| | Nur Mineral | Mineral-Gesamtgestein | Nur Mineral | Mineral-Gesamtgestein |
| Muskovit | | | 290±4Ma MSWD=0.87 4 Punkte | 288±3Ma MSWD=244 7 Punkte |
| Biotit | 263±4Ma MSWD=0 2 Punkte | 265±4Ma MSWD=9.6 4 Punkte | 265±4Ma MSWD=0.25 3 Punkte | 269±3Ma MSWD=20 6 Punkte |
| Kalifeldspat | | 237±5Ma MSWD=0.68 4 Punkte | | 238±17Ma MSWD=135 7 Punkte |

Schon bei Betrachtung einer solchen Geraden mit bloßem Auge fiel auf, wodurch die hohe Abweichung hervorgerufen wird: Die Gesamtgesteine folgen einem eigenen linearen Trend, der flacher ist als der der Glimmer. Die Ursache dafür ist in der niedrigen Abkühlrate des Gesteins und in seiner Zusammensetzung zu suchen: Alle Proben bestehen zu mindestens 90% aus Quarz und Feldspat. Quarz enthält kein Rb, Feldspäte sind aber relativ Rb-reich und haben eine niedrige Schließungstemperatur, die 100-150°C unter der des Biotits und 300-350°C unter der des Muskovits liegt. Das Gesamtgestein ergibt somit ein Alter, daß einer niedrigen Abkühltemperatur entspricht. Es stimmt gut mit dem Kalifeldspat-Alter überein. Der MSWD der Gesamtgestein-Mineral-Isochronen wird immer größer, je höher die Altersdifferenz von Gesamtgestein und Mineral ist. Sie ist vernachlässigbar bei Kalifeldspat (MSWD=0.68), groß bei Biotit (MSWD=20) und extrem hoch bei Muskovit (MSWD=244). Es sollten also nur Komponenten gleicher Schließungstemperatur zur

Berechnung einer Isochrone herangezogen werden. Kalifeldspat kann deswegen als einziges Mineral gegen das Gesamtgestein geplottet werden. Die Glimmer-Isochronen wurden ohne Gesamtgesteine berechnet. So entstehen Isochronen, deren $MSWD < 1$ ist. Allerdings wird bei diesen Isochronen der Initialwert ungenau bestimmt, da ein Datenpunkt nahe des Ursprungs fehlt. Außerdem muß ein gesonderter Nachweis geführt werden, daß die Gesteine, die auf einer Geraden liegen, gleiche initiale Sr-Verhältnisse hatten. Denn nur dann haben sie wirklich ein gleiches Alter. Die initialen Sr-Verhältnisse der Gesamtgesteine wurden zum Alter der jeweiligen Isochrone berechnet (Tabelle 6 auf Seite 71). Die Initialwerte sind auf $\pm 0.05\%$ gleich, das entspricht einem normalen Fehler bei der Initialwertberechnung mit Hilfe einer Isochrone. Die Muskovitisochrone bildet eine Ausnahme mit einem Fehler von 0.2%. Diese Initialwerte können nicht mehr als gleich gelten. Daß die Muskovite trotzdem auf einer Isochronen liegen, liegt daran, daß sie kaum initiales Sr eingebaut haben.

Die Monomineral-Isochronen unterscheiden sich im Alter kaum von den Gesamtgestein-Mineral-Isochronen, die $MSWD$ sind aber immer < 1 , auch wenn viele Datenpunkte geplottet wurden (Tabelle 5 auf Seite 70).

Die Biotitalter der Granite und Gneise weichen so wenig voneinander ab, daß sie innerhalb des Fehlers gleich sind und auch auf einer gemeinsamen Isochrone dargestellt werden können (Abbildung 27 auf Seite 72 Mitte und unten links).

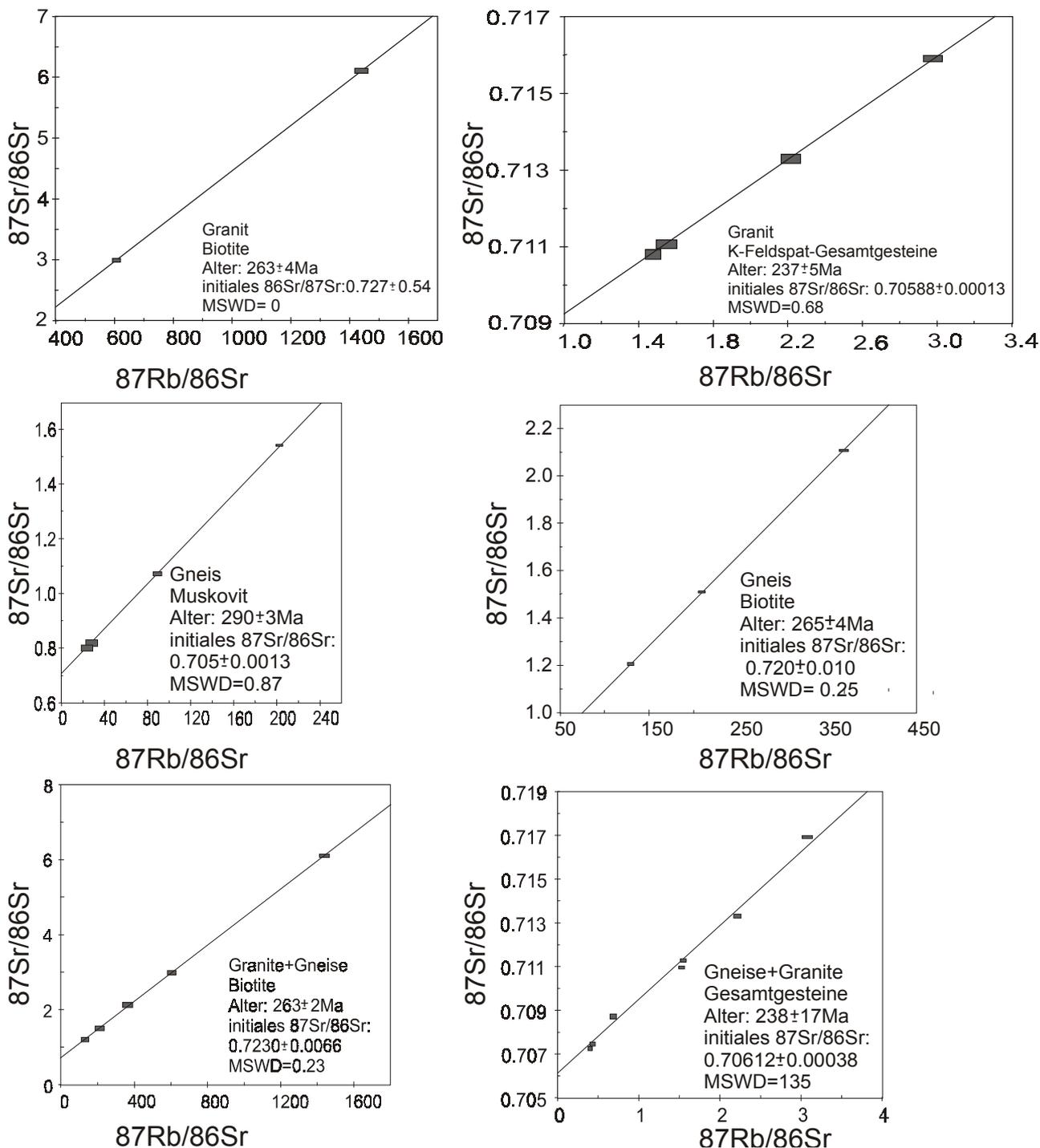
Das Beispiel des langsam abgekühlten Dzhabyk zeigt, wie wichtig es ist, bei der Mineralseparation extrem saubere Präparate herzustellen. Denn eine Verunreinigung verschiebt den Datenpunkt nicht entlang der Isochrone, wie das bei schnell abgekühlten Gesteinen der Fall ist, sondern läßt ihn von der Isochrone rutschen. In diesem Zusammenhang sei auch darauf hingewiesen, daß die Gesamtgesteins-Isochrone ebenfalls einen sehr hohen $MSWD$ aufweist ($MSWD=135$). Die Ursache dafür kann eine unvollständige Homogenisierung der Schmelze sein. Dann haben die Proben unterschiedliche initiale Sr-Isotopien. Es ist aber auch möglich, daß diese Abweichungen auf unterschiedliche Anteile von Glimmer mit höheren Schließungstemperaturen zurückzuführen ist, womit sich die Altersinformation im Gesamtgestein ein wenig ändert.

TABELLE 6. Initiales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ermittelt zum Alter der jeweiligen Monomineral-Isochrone

| Alter in Ma | initiales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | Fehler | prozentualer Fehler |
|-------------------------|---|---------|---------------------|
| 290 | 0.707129 | 0.0014 | 0.2% |
| 265 | 0.705364 | 0.00008 | 0.01% |
| 263 (Gneise) | 0.705973 | 0.00013 | 0.02% |
| 263 (Gneise+Granite) | 0.705730 | 0.00037 | 0.05% |
| 237 | 0.706462 | 0.0019 | 0.2% |

Das Alter der Deformation der Gneisplatte von Kartali wurde mit 290 ± 3 Ma bestimmt, das Biotitalter, das mit einer Temperatur des Gesteinskörpers von 300°C korreliert, mit 263 ± 2 Ma und das Kalifeldspatalter, das einer Temperatur von 200°C entspricht, mit 238 ± 17 Ma.

ABBILDUNG 27. Rb/Sr-Isochronen von Graniten und Gneisen der Gneisplatte von Kartali: a) Granite, b) Gneise, c) Granite und Gneise



4.4.3. Thermochronologie

Die Wärmeentwicklung eines Gesteins ist direkt verbunden mit seiner tektonischen Geschichte und der nachfolgenden Reequilibrierung seines Energiehaushaltes. Deshalb lohnt es sich, die an verschiedenen Mineralen gemessenen Alter gegen ihre Schließungstemperaturen aufzutragen und so

den Temperatur-Zeit-Pfad eines Gesteins zu rekonstruieren. Proben mit höheren Schließungstemperaturen zeigen in der Regel ein höheres Alter als solche mit niedrigen Schließungstemperaturen. Die Thermochronologie beschreibt dann den Abkühlpfad eines Gesteinskomplexes. Abkühlpfade sind für verschiedene tektonische Szenarien erstellt worden und erlauben, diese voneinander zu unterscheiden. Gesteine, die nur durch Erosion exhumiert werden, kühlen langsam ab, denn sie steigen nur um den Betrag auf, um den die Oberfläche abgetragen wird. Die Abkühlgeschwindigkeit ist <10 K/Ma (Spear 1993). Tektonisch exhumierte Gesteine kühlen viel schneller ab, denn sie werden an Störungen in die Nachbarschaft kälterer Kruste gebracht. Sie erreichen Abkühlgeschwindigkeiten von 20-75 K/Ma (Spear 1993). Die höchste Abkühlgeschwindigkeit können Plutone erreichen, wenn sie in einen kalten Rahmen intrudieren. Der Quotoon-Pluton zum Beispiel erreichte eine Abkühlgeschwindigkeit von 100 K/Ma (Harrison and Clarke 1979 in Spear 1993).

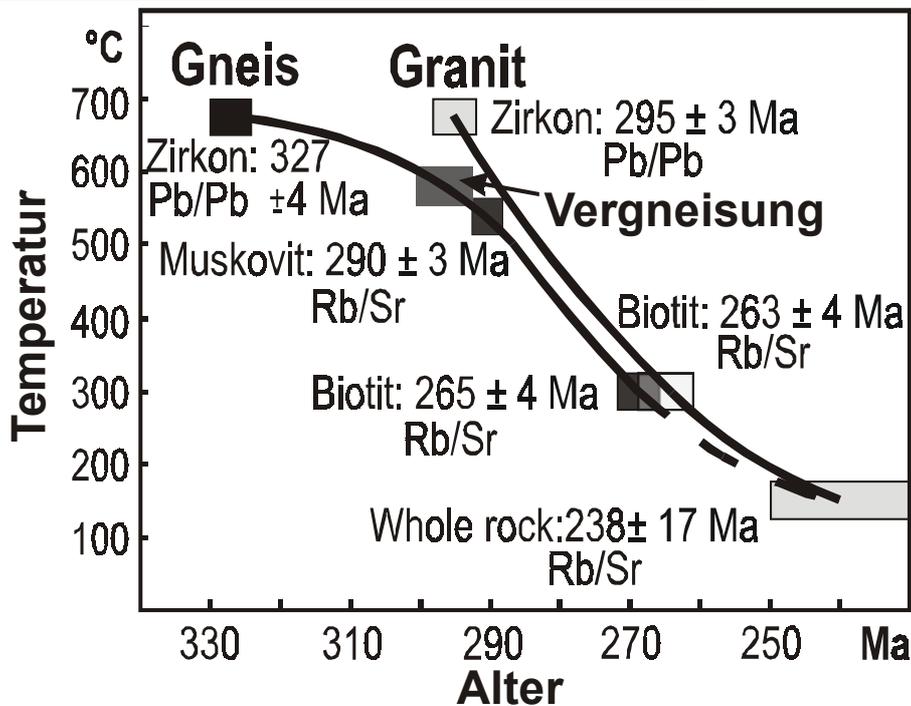
Der Abkühlpfad der Gneisplatte von Kartali wurde für Granite und Gneise erarbeitet. Er stellt nicht nur die Abkühlung beider Gesteine dar, sondern auch ihr Verhältnis zueinander. Auf Grund der p,T-Abschätzung im Dünnschliff wird angenommen, daß die granitische Schmelze bei ca. 690°C kristallisierte. Da diese Temperatur unter der Schließungstemperatur für Zirkone liegt, war das Isotopensystem sofort bei der Kristallisation geschlossen. Das gemessene radiologische Alter muß deshalb mit der Kristallisationstemperatur korreliert werden und nicht mit der Schließungstemperatur. Alle anderen Alter wurden mit der Schließungstemperatur des entsprechenden Isotopensystems korreliert.

Das Magma, aus dem sich später die Gneise von Kartali bilden, intrudierte vor 327 ± 4 Ma Jahren in die Mittelkruste und kühlte nur sehr langsam ab, mit 4-6 K/Ma. Nach der Intrusion der Granite vor 295 ± 3 Ma steigt die Abkühlgeschwindigkeit auf 8-14K/Ma an. Das Alter der Deformation der Gneise von 290 ± 3 Ma stimmt gut mit dem Alter überein, daß Montero et al. (2000) für die Kristallisation des zentralen Dzhabyk-Plutons angeben (291 ± 4 Ma). Das belegt, daß die Deformation des Gneisprotoliths tatsächlich durch die Intrusion des Dzhabyk-Plutons verursacht wurde und an dessen Aufstieg gebunden war. Granite und Gneise kühlen gemeinsam ab. Da die Gneise die Randbereiche des Plutons bilden, erreichen sie eine bestimmte Temperatur immer etwas früher als die Granite. Ihr Vorsprung wird aber immer geringer, je mehr sich die Temperatur des Plutons der Umgebungstemperatur anpaßt (Abbildung 28 auf Seite 74).

Welcher Exhumierungsmechanismus läßt sich aus dem Abkühlpfad für den Granit-Gneis-Dom ableiten? Erosion scheidet als möglicher Exhumierungsmechanismus aus, denn die Abkühlgeschwindigkeit ist dafür zu hoch. Das Relief im Ural ist nie sehr steil gewesen, so daß man davon ausgehen kann, daß es keine extrem starke Abtragung der Oberkruste gab. Auch der feldgeologische Befund spricht gegen Erosion als Exhumierungsmechanismus, da sie nicht lokal Mittelkruste freilegen kann, wenn wenige km entfernt noch fast unmetamorphe Oberkruste ansteht. An aktiven Störungen exhumierte Komplexe kühlen deutlich schneller ab. Als Aufstiegsmechanismen für Granite werden besonders Diapirismus und das Aufsteigen durch Dykes angenommen. Der Diapir „brennt“ sich auf Grund seiner niedrigen Dichte durch die Kruste und erreicht dabei nur eine Geschwindigkeit von 1m/a, während in Dykes Geschwindigkeiten bis zu 10^{-2} m/s erreicht werden (Petford 1995). Der Abkühlpfad spricht für einen Aufstieg des Doms als Diapir, denn die Abkühlgeschwindigkeit ist gering. Der Aufstieg des Komplexes setzt auch erst ein, nachdem die großvolumigen Granitschmelzen intrudiert sind, vorher bleibt das Gestein in der Mittelkruste. Es kühlt nur wenig ab. Der Dzhabyk-Granit hat genug Auftrieb, um die Basite in seiner Umgebung zu

durchwandern. Dabei werden die bereits erstarrten sauren Gesteine der Gneisplatte mitgerissen, die äußeren Bereiche des Plutons deformiert und ein wenig vom Rahmengestein mitgeschleppt. Der Diapir kommt zum Stillstand, wenn er die wenig dichte Sedimentdecke, die auf den Basiten aufliegt, erreicht hat.

ABBILDUNG 28. Abkühlpfad der Granite und Gneise der Gneisplatte von Kartali



4.4.4. Präuralidische Altersinformationen

Sm-Nd-Isotopien wurden nur an Gesamtgesteinen gemessen und zur Ermittlung von Modellaltern verwendet (Anlage 4.2). Neben den Proben aus der Gneisplatte von Kartali wurden auch 7 Proben aus dem Suunduk-Granit-Gneis-Komplex gemessen.

Nach De Paolo und Wasserburg (1976) wurde der Zeitpunkt bestimmt, zu dem sich das Gestein vom verarmten Mantel abspaltete, das Modellalter T_{DM} . Das berechnete Alter ist ein Maximalwert, da eine Verunreinigung des juvenilen Materials durch kontinentale Kruste in Form von Magmenkontamination oder Zufuhr sedimentären Materials die Nd-Isotopie verändern und das T_{DM} erhöhen würde.

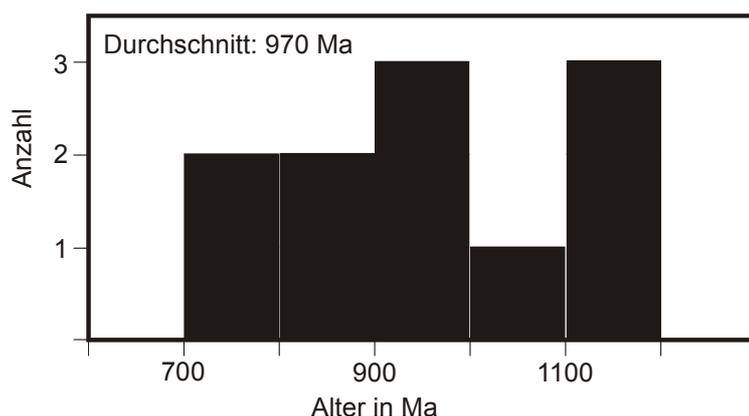
Alle gemessenen Proben ergaben ein T_{DM} von 700-1200 Ma, der Mittelwert liegt bei 970 Ma (Abbildung 29 auf Seite 75).

Eine derart kurze Krustenverweildauer spricht dagegen, daß das Edukt der Granit-Gneis-Komplexe aufgeschmolzenes kontinentales Basement von Baltica oder ein von Baltica abgespaltener Mikrokontinent gewesen sein kann. Die Konsolidierung Balticas war vor 1,65 Ga beendet (Giese et al. 1999) und die Plattformentwicklung setzte ein. Magmen, die aus der Kruste des Osteuropäischen Kratons generiert wurden, müssen ein $T_{DM} > 1,65$ Ga haben.

Eine weitere präuralidische Altersinformation ist aus den Ergebnissen der Pb/Pb-Datierungen bekannt. Das Edukt der Gneisplatte wurde einem mittelordovizischen thermischen Ereignis ausgesetzt, bei dem sich 450 Ma alte Zirkone bildeten, die als reliktsche Zirkone in den Magmatiten enthalten sind (siehe Kapitel 4.4.1). Diese Zirkone fixieren ein Mindestalter für das Edukt. Durch welches

geologische Ereignis kann die Bildung dieser Zirkone verursacht worden sein? Im Mittelordovizium fand am Rand von Gondwana und Baltica ein weltweites thermisches Ereignis statt, das den Zerfall des avalonisch-cadomischen Orogengürtels einleitete. Daß die reliktschen Zirkone im Dzhabyk-Granit-Gneis-Dom auftreten, legt die Vermutung nahe, daß dessen Edukt vom Rifting des Uralozeans betroffen worden sein und an dessen Ostrand gelegen haben muß, denn es befindet sich heute östlich der Uralsutur.

ABBILDUNG 29. Nd-Modellalter für die Abspaltung der Gesteine des Dzhabyk- und Suunduk-Komplexes aus dem verarmten Mantel



4.4.5. Ergebnisse der Geochronologie

Das Ausgangsgestein der Gneisplatte von Kartali ist im Oberkarbon vor 327 ± 4 Ma kristallisiert. Es läßt sich den Gesteinen der 1. Phase des postkollisionalen Magmatismus im Ostural zuordnen (Fershater et al. 1997). Auf Grund eines derart jungen Alters kann ausgeschlossen werden, daß die Gneise Bestandteil eines Mikrokontinents oder proterozoischen kontinentalen Basements waren.

Der hohe Metamorphosegrad der Gneise hat nichts mit ihrem Alter zu tun. Vielmehr ist dafür eine hT/lp-Metamorphose verantwortlich, die an den Aufstieg des Dzhabyk-Plutons gekoppelt war. Vor ca. 295 Ma intrudierten die großvolumigen Schmelzen der 2. Phase des postkollisionalen Magmatismus, die heute den Dzhabyk-Granit bilden. Diese Schmelzen stiegen als Diapir auf und rissen dabei die bereits erstarrten aber noch heißen Dachbereiche des Plutons mit. Diese wiederum wurden beim Aufstieg deformiert und metamorphisiert. Granite und Gneise des Dzhabyk-Granit-Gneis-Komplexes kühlten gemeinsam ab, wobei die Gneise als Randbereiche des Plutons eine bestimmte Temperatur immer ein wenig eher erreichten als die Granite.

Die Altersdaten bestätigen nicht nur, daß die Gneise selbst kein altes Basement sind. Sie belegen auch, daß ihr Edukt zu jung ist, um einem alten Kraton entstammen zu können. Die Nd-Modellalter der Gesteine ergeben ein Alter von max. 1100 Ma. Da der osteuropäische Kraton vor 1,65 Ga bereits vollständig konsolidiert war, müssen alle Gesteinseinheiten, die dem Osteuropäischen Kraton entstammen, eine höhere Krustenverweildauer haben als 1,65 Ga. Das heißt, das Edukt des Dzhabyk-Granit-Gneis-Doms enthielt einen hohen Anteil jüngerer Kruste.

Wenn die Gneise von Kartali keinem Mikrokontinent und keinem proterozoischen Basement entstammen, aus welchem Edukt können sie dann abgeleitet werden? Da die Magmenquelle nicht mehr ausgeschlossen ist, können Aussagen über ihre Zusammensetzung nur aus geochemischen Daten abgeleitet werden, was im nächsten Kapitel erfolgen soll.

4.5. Geochemische Eigenschaften der Gesteine der Gneisplatte von Kartali

Die Gesteine des Dzhabyk-Plutons waren mehrfach Gegenstand umfangreicher geochemischer Untersuchungen (Fershtater et al. 1994, Gerdes et al. 2001). Da die Ergebnisse der Mikrostrukturanalyse vermuten lassen, daß die Gesteine der Gneisplatte von Kartali den Proben des Dzhabyk-Plutons ähnlich sind, erfolgte nur eine punktuelle Probenahme für geochemische Untersuchungen. Es wurden je 3 Granite und Gneise verschiedenen Deformationsgrades beprobt (Anlagen 5.1 und 5.2). Die geochemischen Eigenschaften dieser Proben sollen kurz vorgestellt und anschließend mit den von Gerdes et al. (2001) publizierten Daten verglichen werden.

4.5.1. Allgemeine Eigenschaften der Proben

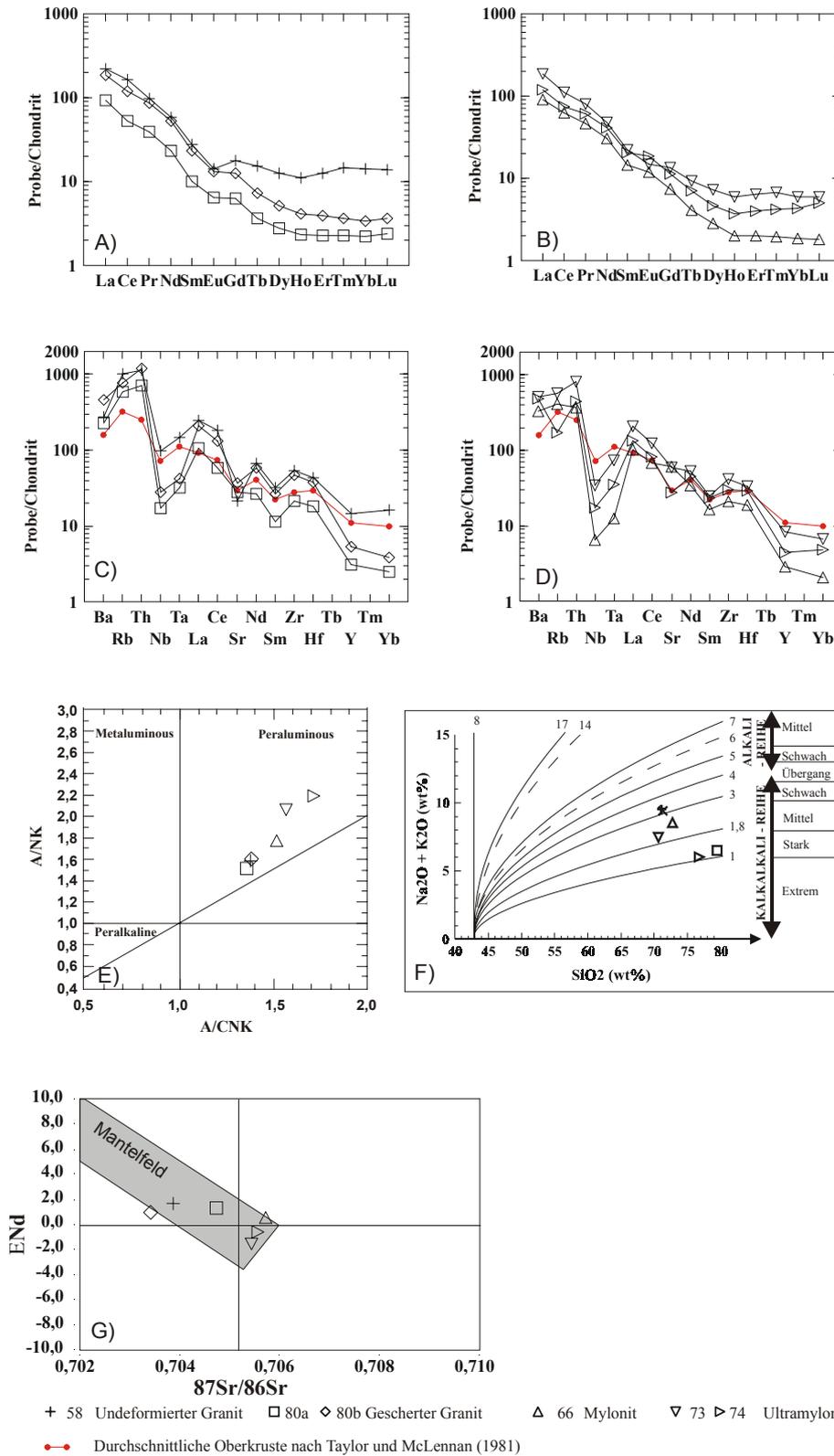
In ihren grundlegenden geochemischen Eigenschaften sind sich Granite und Gneise der Gneisplatte von Kartali sehr ähnlich. Sie haben ohne Ausnahme hohe Gehalte an SiO_2 (70-80 wt%) und Al_2O_3 (10-16 wt%), sind K_2O -reich (3- 5,5%), stark peralumin (A/CNK 1,1-1,4) (Diagramm e in Abbildung 30 auf Seite 77), arm an $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ (<4 wt%), haben hohe MgO/FeO -Verhältnisse von 0,5-0,7 und einen kalkalkalischen Chemismus (Diagramm f in Abbildung 30 auf Seite 77). LIL-Elemente sind angereichert (Diagramme d und c in Abbildung 30 auf Seite 77). Die chondritnormierten REE-Muster zeigen eine Fraktionierung der LREE und gleichbleibende Gehalte an HREE (Diagramme a und b in Abbildung 30 auf Seite 77). Die Verhältnisse von La_N/Yb_N liegen zwischen 15 und 54. Eine leichte negative Ce-Anomalie tritt in vier Proben auf. Die Th/U -Verhältnisse liegen im Bereich von 5-12, die Zr/Hf -Verhältnisse zwischen 35 und 43. Eine negative Nb/Ta-Anomalie ist deutlich ausgeprägt, Y, Yb und Hf sind abgereichert. Die initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopen liegen zwischen 0,704 und 0,706, die initialen ENd zwischen -2 und 2. Damit plotten alle Proben ins Mantelfeld des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -END-Diagrammes in Diagramm g in Abbildung 30 auf Seite 77. Auf Grund dieser Eigenschaften muß davon ausgegangen werden, daß der Primärchemismus der Metamorphite und Magmatite sehr ähnlich war und daß das Edukt beider sehr ähnlich ist.

Zwischen beiden Gruppen gibt es aber auch Heterogenitäten. Die Granite haben höhere K_2O -, Rb-, Cs-, U-, Th-Gehalte und niedrigere Na_2O -, CaO-, Sr- und Ba-Gehalte als die Gneise, eine stärker ausgeprägte Eu-Anomalie ($\sim 0,7$ und ~ 1), höhere ENd, niedrigere initiale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte und Shand's-Indizes sowie höhere LREE/HREE-Verhältnisse als die Gneise. Diese Heterogenitäten können sowohl primäre als auch sekundäre Ursachen haben.

4.5.2. Wirkung der Metamorphose auf den Gesteinschemismus

Um die Beschaffenheit des Ausgangsgesteins der Gneise von Kartali rekonstruieren zu können, muß zuerst geklärt werden, welche Elemente bei der Metamorphose, die mit der Vergneisung verbunden war, mobil waren. Dazu soll die ISOCON-Methode von Gresens (1967) angewendet werden, mit der sich die An- und Abreicherung von Elementen unter Berücksichtigung von Dichteänderungen bei der Metamorphose ermitteln läßt.

ABBILDUNG 30. Allgemeine geochemische Eigenschaften von Graniten und Gneisen aus der Gneisplatte von Kartali- a) chondritnormiertes REE-Muster der Granite, b) chondritnormiertes REE-Muster der Gneise, c) chondritnormierte Spurenelementverteilung der Granite, d) chondritnormierte Spurenelementverteilung der Gneise, e) A/NK-A/CNK-Diagramm nach Maniar und Piccoli (1989), f) Alkalinitätsindex nach Rittmann (1981), g) Sr-Nd-Isotopendiagramm



Auf Grund der Ergebnisse der Feldarbeit und Mikrostrukturanalyse soll davon ausgegangen werden, daß die Gneise von Kartali durch Metasomatose aus den Graniten hervorgingen. Als Referenzprobe für alle Alterierungsprozesse wird der am wenigsten deformierte Granit, Probe 58, verwendet (Anlage 5.3).

Zuerst soll geklärt werden, welche Elemente sich bei der Alteration immobil verhalten haben. Solche Elemente zeichnen sich durch einen Massegewinn X_N von Null aus. Das heißt, für alle Konzentrationen c_i mobiler Elemente i wird die Gresens-Gleichung (Gleichung 2 auf Seite 78) Null:

$$X_N = 0 = f_v * c_i^{\text{Granit}} - c_i^{\text{Gneis}} \quad (\text{GL 2})$$

und es gilt:

$$c_i^{\text{Gneis}} = f_v * c_i^{\text{Granit}} \quad (\text{GL 3})$$

Der Volumenfaktor f_v ist das Produkt aus dem Quotienten der Referenzmassen M und den Dichten ρ der betrachteten Gesteine:

$$f_v = M^{\text{Gneis}} / M^{\text{Granit}} * \rho^{\text{Granit}} / \rho^{\text{Gneis}} \quad (\text{GL 4})$$

Da alle geochemischen Daten in dieser Arbeit identische Referenzmassen angeben (wt% oder ppm), ist $M^{\text{Gneis}} / M^{\text{Granit}}$ immer 1. Alle immobilen Elemente liegen auf einer Geraden, deren Anstieg vom Dichteunterschied zwischen alteriertem und nicht alteriertem Gestein abhängt. Diese Linie heißt ISOCON. Da Granite und Gneise zu mindestens 90% aus Quarz und Feldspat bestehen, die eine Dichte von ca. 2,6 g/cm³ haben, können Schwankungen im Anteil an Glimmern und Schweremineralen vernachlässigt werden, denn diese würden die Dichte nur im 1/100 g/cm³-Bereich verändern. Es kann also angenommen werden, daß die Dichte alterierter und nicht alterierter Gesteine gleich ist. Damit gilt $f_v=1$ (siehe Gleichung 4 auf Seite 78) und Gleichung 3 auf Seite 78 wird zu

$$c_i^{\text{Gneis}} = c_i^{\text{Granit}} \quad (\text{GL 5})$$

Somit liegen alle immobilen Elemente im ISOCON-Diagramm auf einer Geraden mit dem Anstieg 1. In den untersuchten Proben sind SiO₂ und Al₂O₃ immobil, sie liegen mit maximal 10% Abweichung auf der ISOCON (Diagramm a in Abbildung 31 auf Seite 79). Fast immobil sind Ga, Pb, Ge, die mit 20% Abweichung auf der ISOCON liegen.

Elemente, die bei der Metasomatose mobil waren, ändern ihren Gehalt mit zunehmendem Deformationsgrad des Gesteins. K₂O, Rb, U und Cs wurden bei der Metamorphose abgereichert, CaO, Sr, Na₂O, Ba und Eu angereichert (Diagramm b in Abbildung 31 auf Seite 79).

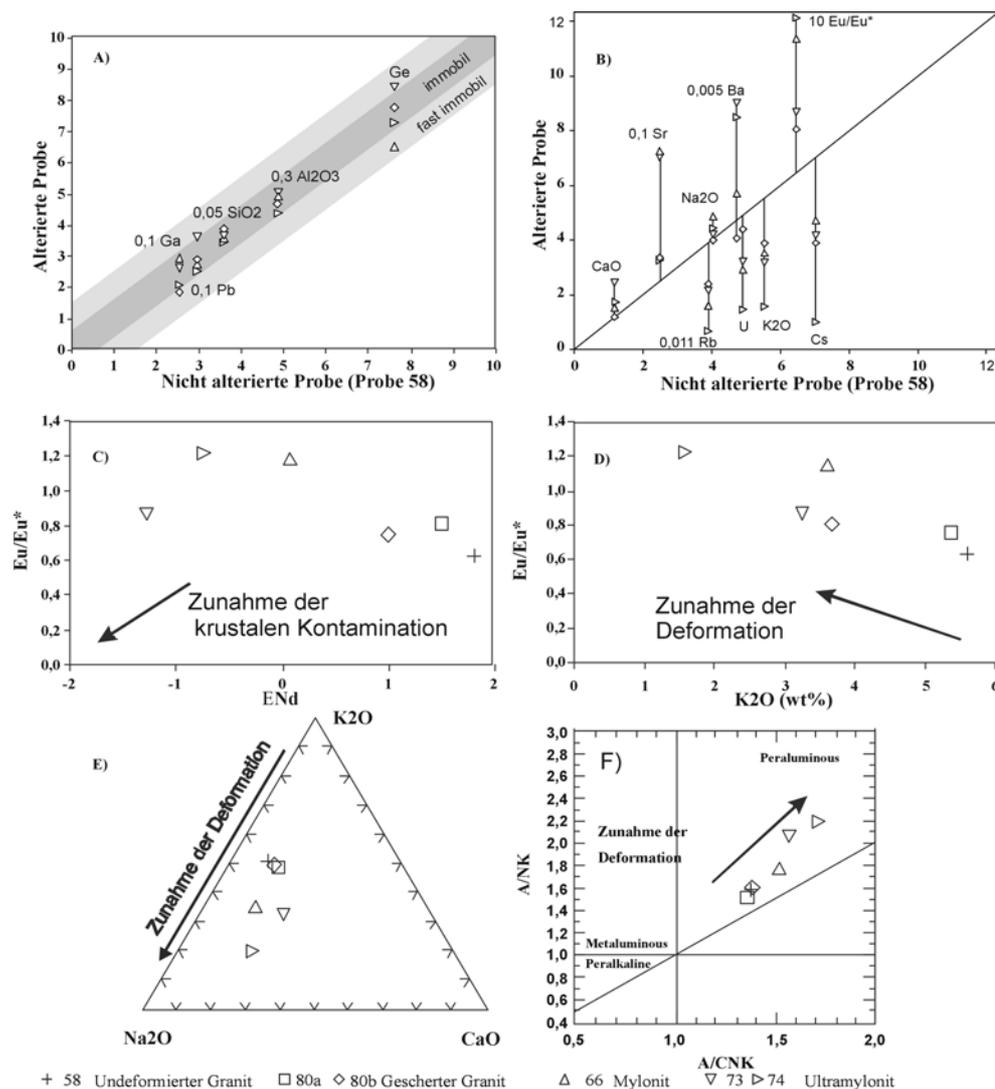
Die Gehalte aller anderen Elemente schwanken unabhängig vom Deformationsgrad der Proben.

Mobil sind besonders Elemente, die von der Umwandlung von Kalifeldspat in Plagioklas betroffen sind, also Elemente die K₂O, Na₂O oder CaO vertreten können. Werden solche Elemente in Diskriminanzdiagrammen verwendet, folgen die Proben einem Trend, der den zunehmenden Deformationsgrad widerspiegelt und keine primären Ursachen hat (Diagramme e und f in Abbildung 31 auf Seite 79). Deshalb bleiben Diagramme, die mobile Elemente benutzen, in den folgenden Absätzen möglichst unberücksichtigt.

Ein Beispiel, daß die sekundäre Mobilität eines Elementes Rückschlüsse auf primäre Bildungsbedingungen unmöglich macht, ist die negative Eu-Anomalie, die in den untersuchten Proben bei fortschreitender Metamorphose verschwindet. In der Regel werden für das Auftreten der Eu-Anomalie in

einem Gestein primäre Ursachen diskutiert. Negative Eu-Anomalien sind typisch für S-Typ Gesteine, da Plagioklas häufig im Residuum eines Magmas in der mittleren oder unteren Kruste zurückbleibt (White 1997). Sie sind Ausdruck eines hohen Anteils krustaler Bestandteile in einem Magma. In den Proben der Gneisplatte von Kartali steht die Größe der Eu-Anomalie im Zusammenhang mit dem Deformationsgrad der Proben, da bei fortschreitender Deformation Kalifeldspat im Gestein abgereichert und Plagioklas angereichert wird (Diagramm c und d in Abbildung 31 auf Seite 79).

ABBILDUNG 31. Verhalten ausgewählter Elemente bei fortschreitender Deformation der Gneisproben: ISOCON-Diagramme nach Gresens (1967) für immobile Elemente (a) und bei der Metasomatose mobile Elemente (b), c) Eu/Eu^* -ENd-Diagramm, Eu/Eu^* -K2O-Diagramm, e) Na_2O , K_2O und CaO -Gehalte der Proben im Dreiecksdiagramm, f) A/NK - A/CNK -Diagramm nach Maniar und Piccoli (1989)



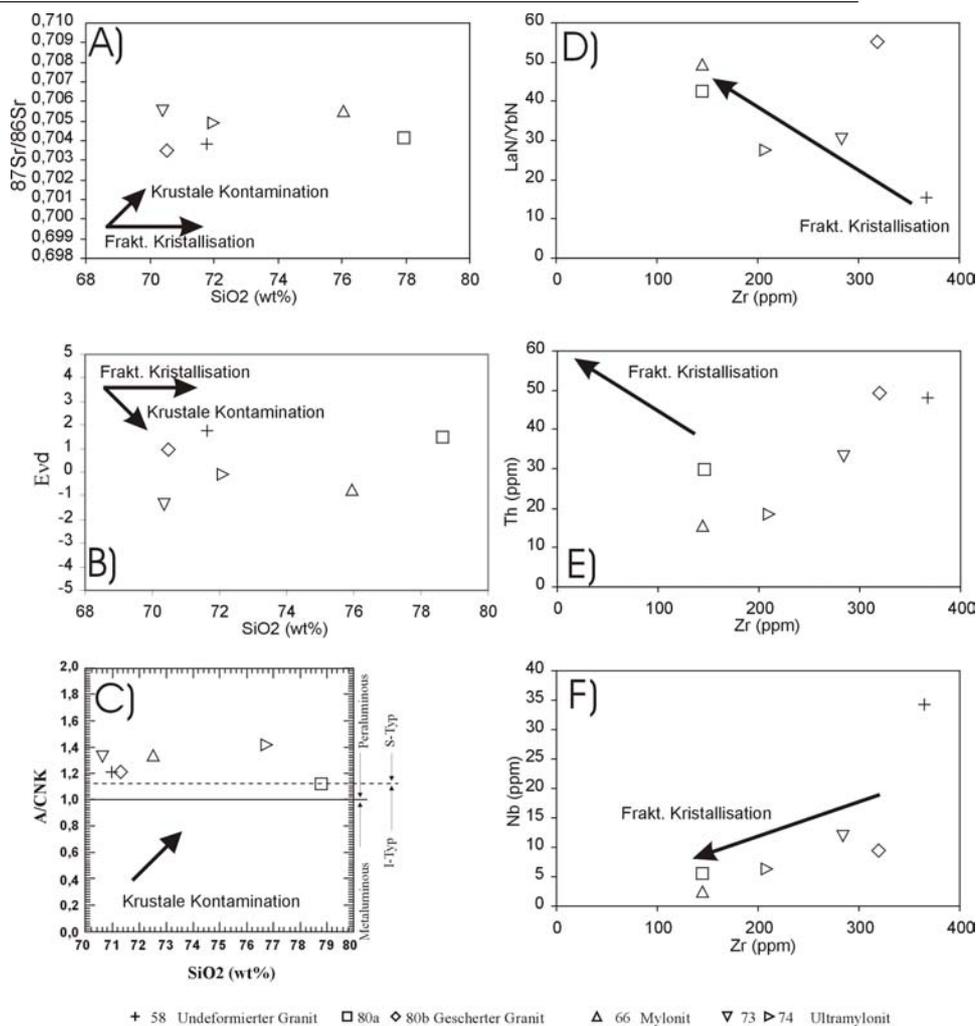
4.5.3. Primäre Heterogenitäten

Schwankungen in den Elementgehalten von Graniten und Gneisen, die nicht vom Deformationsgrad abhängen, können primäre Ursachen haben. Sie können sowohl auf Unterschiede im Edukt als auch auf Fraktionierungsprozesse zurückzuführen sein. Um die Bedeutung von Fraktionierungsprozessen bei der Petrogenese sichtbar zu machen, wurden die Gehalte der diskutierten Elemente gegen SiO_2

oder Zr abgetragen. SiO₂ reichert sich bei Differentiation der Schmelze an, Zr wird in der Schmelze abgereichert. Beide Komponenten variieren in intermediären und sauren Magmatiten ausreichend gut, um Trends sichtbar zu machen. Eine Anreicherung an SiO₂ in einem Gestein kann aber auch Ausdruck dessen zunehmender krustaler Kontamination sein.

Die Gneise zeichnen sich gegenüber den Graniten durch erhöhte initiale ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse und durch niedrigere ENd aus. Bei fraktionierter Kristallisation eines Gesteins bleiben die Isotopen gleich. Änderungen in den Isotopenverhältnissen sind Ausdruck krustaler Kontamination eines Magmas. In den Diagrammen a und b in Abbildung 32 auf Seite 80 ist zu sehen, daß sich die Isotopen nicht in Abhängigkeit vom SiO₂-Gehalt des Gesteins ändern. Stattdessen bilden Granite und Gneise zwei Gruppen, innerhalb derer die Isotopen gleich sind, die SiO₂-Gehalte aber schwanken. Das gleiche gilt für die Shand's-Indizes von Graniten und Gneisen (Abbildung 32 auf Seite 80). Die Vorrangstellung von Al₂O₃ in einem Gestein resultiert aus An- und Abreicherungsprozessen während der Sedimentation. Ein hohes A/CNK-Verhältnis ist Ausdruck eines hohen sedimentären Anteils im Edukt eines Gesteins. Diese drei Merkmale weisen übereinstimmend darauf hin, daß es Unterschiede im Edukt von Graniten und Gneisen gab, wobei das Edukt der Gneise einen höheren Anteil kontinentaler Kruste enthielt.

ABBILDUNG 32. Primäre Unterschiede in den geochemischen Eigenschaften von Graniten und Gneisen

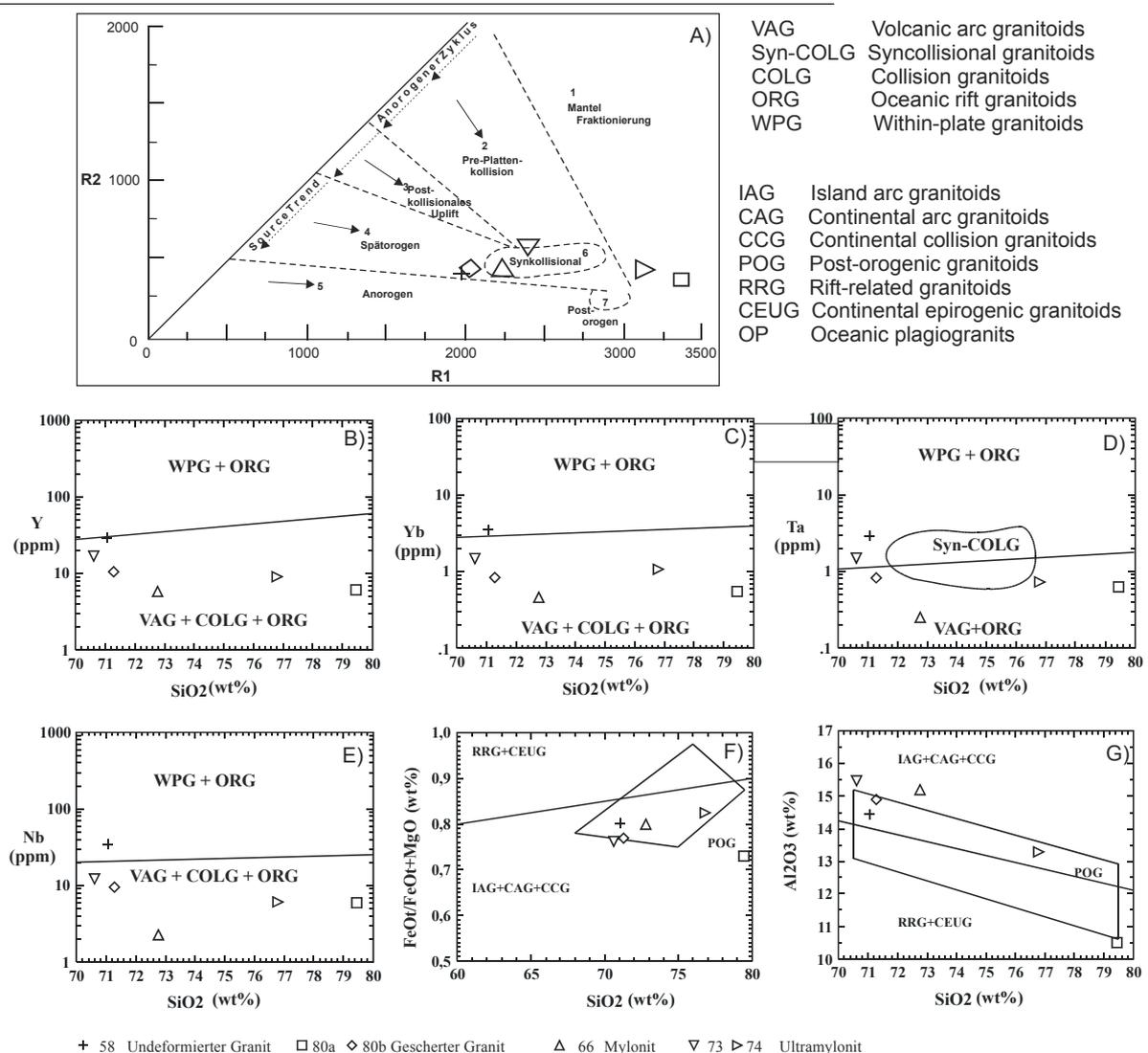


Die LREE/HREE-Verhältnisse und Nb-Gehalte korrelieren gut mit den Zirkonium-Gehalten der Proben. In den Diagrammen d und f in Abbildung 32 auf Seite 80 ist erkennbar, daß Granite und Gneise durcheinander plotten und sich weder verschiedenen Serientrends noch Gruppen zuordnen lassen. Schwankungen in den entsprechenden Elementgehalten können als Folge unterschiedlich starker Fraktionierung der Proben entstehen. Unterschiede im Edukt sind nicht nachweisbar.

Die Th-Gehalte der Granite sind deutlich erhöht gegenüber denen der Gneise. Th sollte als inkompatibles Element bei fortschreitender Fraktionierung angereichert werden. In Diagramm e) in Abbildung 32 auf Seite 80 ist zu sehen, daß erhöhte Th-Gehalte der Proben nicht mit verringerten Zr-Gehalten korrelieren. Sie können also nicht durch Fraktionierung erzeugt worden sein und könnten unterschiedliche Gehalte im Edukt widerspiegeln.

4.5.4. Bestimmung des tektonischen Settings

ABBILDUNG 33. Tektonomagmatische Diskriminanzdiagramme: a) Multikationenschema von Batchelor und Bowden (1985), b)-e) SiO₂-Variationsdiagramme nach Pearce et al. (1984), f)-g) Diskriminanzdiagramme nach Maniar und Piccoli (1989)



Granite und Gneise der Gneisplatte von Kartali lassen sich auf Grund ihres hohen Differentiationsgrades zu den orogenen Magmatiten rechnen. Sie weisen hohe SiO_2 -, Al_2O_3 - und K_2O -Gehalte, eine Anreicherung an LIL-Elementen und Abreicherungen an Nb, Ta, Y, Yb auf. In den tektono-magmatischen Diskriminanzdiagrammen von Maniar & Piccoli (1989) und Pearce et al. (1984) plotten sie in die Felder orogener Granite. Die Diskriminanzdiagramme von Pearce et al. (1984) ermöglichen die Zuordnung des Dzhabyk zu den orogenen Graniten auf Grund der bereits erwähnten Abreicherungen von Nb, Ta, Y, Yb (Diagramme b-e Abbildung 33 auf Seite 81), die Diskriminanzdiagramme von Maniar und Piccoli (1989) auf Grund ihrer hohen Al_2O_3 - und geringen MgO-Gehalte (Diagramme f, g Abbildung 33 auf Seite 81). Eine Ausnahme bildet die Probe 58 mit erhöhten Nb- und Ta-Gehalten, die in den Diagrammen d und e in Abbildung 33 auf Seite 81 in das anorogene Feld plottet.

Maniar und Piccoli (1989) haben die verschiedenen Granitgruppen anhand ihres Hauptelementgehaltes unterschieden (Anlage 5.5). Die Granite und Gneise der Gneisplatte von Kartali lassen sich hiernach dem tektonomagmatischen Setting der Kollisionsgranite zuordnen (MgO/MnO von 6 bis 21, $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ von 1.7 bis 3.4, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ von 0.7 bis 2.8). Außerdem weisen sie einige Analogien zu den Inselbogensgraniten (A/NK von 1.5 bis 2.2, MgO/FeO von 0.42 bis 0.73) auf und sind kalkalkalisch. Diese Signaturen repräsentieren den Chemismus des Edukts der Granite, der in Kapitel 6 noch ausführlich erläutert wird.

In den Diskriminanzdiagrammen Maniar und Piccoli (1989) in Abbildung 33 auf Seite 81 plotten die Proben in das postorogene Feld auf der Seite der orogenen Granite. Auch der hohe K_2O -Gehalt der Granite von mehr als 4% spricht dafür, daß der Dzhabyk am Ende der Kollision gebildet wurde und zu den postkollisionalen Graniten zu stellen ist. Nach dem multikationischen Schema von Batchelor und Bowden (1985) in Diagramm a in folgen die Proben einem spätorogenen Trend.

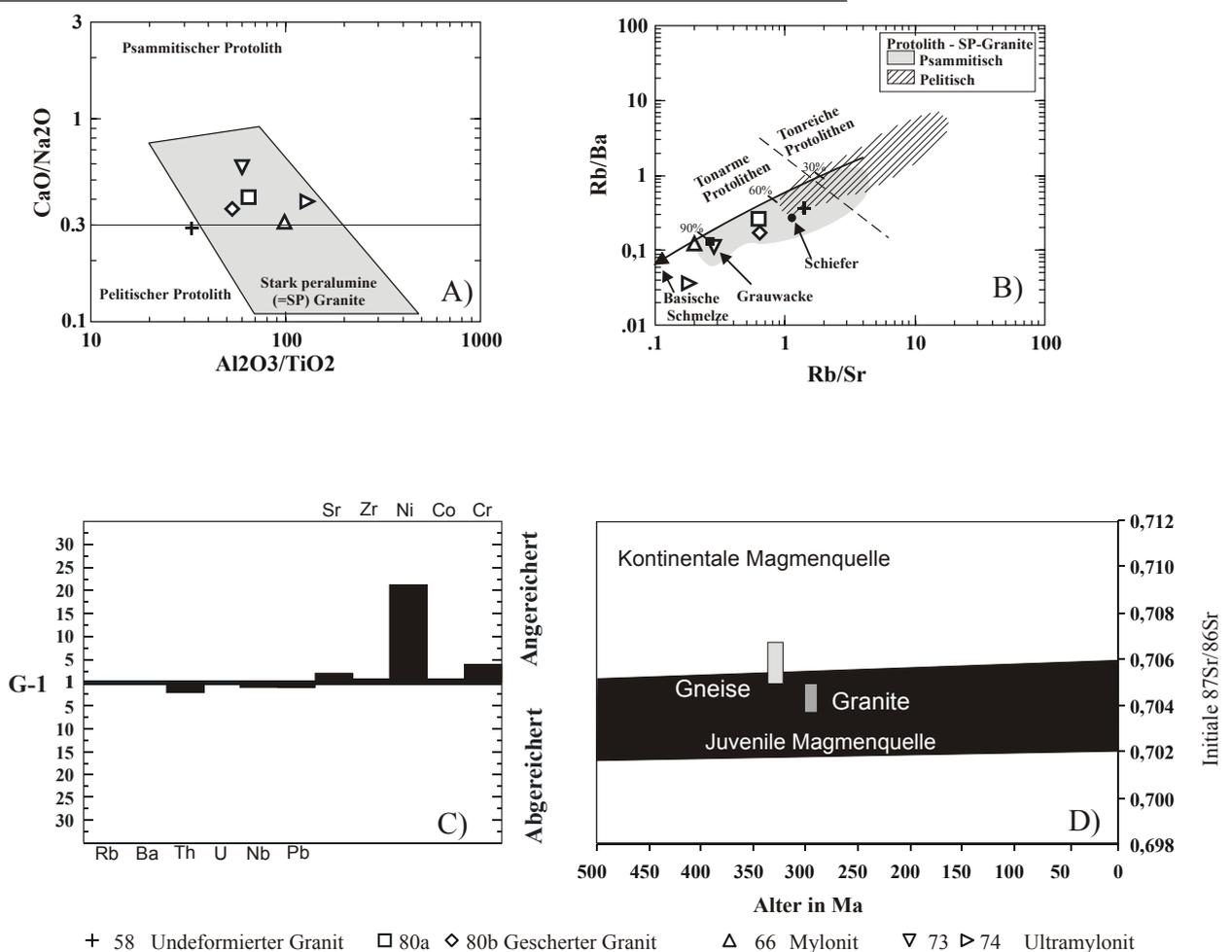
4.5.5. Rekonstruktion der Magmenquelle

Eine Möglichkeit das Edukt von Graniten zu charakterisieren, ist die Einteilung in S- und I-Typ Granite nach Chappell und White (1974). Granite und Gneise der Gneisplatte von Kartali können danach sowohl S- als auch I-Typ zugeordnet werden (Anlage 5.6). Das läßt auf einen heterogenen Protolith schließen, der sowohl sedimentäre als auch magmatische Anteile enthält.

Charakteristisch für alle Proben ist ihr hohes A/CNK-Verhältnis, das nur Granite sedimentären Ursprungs aufweisen. Merkmale, die ebenfalls auf eine sedimentäre Komponente im Edukt hinweisen, sind hohe SiO_2 -Gehalte (>71 wt%) gekoppelt mit niedrigen $\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2$ -Gehalten (<4 wt%), hohe Konzentrationen an Rb, Ba Th, hohe Verhältnisse von LREE/HREE und niedrige Zr/Hf- Verhältnisse. Sedimentäre Schmelzen können entweder aus einem psammitischen, also plagioklasreichen und tonsteinarmen Edukt oder aus einem pelitischen, plagioklasfreien und tonsteinreichen Edukt entstehen. Die Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung des Edukts spiegeln sich in der Haupt- und Spurenelementzusammensetzung eines Magmas wider. Nach Sylvester (1998) besitzen Proben mit $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnissen >0.3 einen psammitischen Protholithen, solche mit kleineren Verhältnissen einen pelitischen.

Psammite sind durch niedrige Rb/Sr- und niedrige Rb/Ba-Verhältnisse gekennzeichnet, Pelite durch hohe. Die Proben der Gneisplatte von Kartali zeigen in den Diskriminanzdiagrammen von Sylvester (1998) die Merkmale einer psammitisch abgeleiteten Schmelze (Bild a,b Abbildung 34 auf Seite 83). Die Rb/Sr-Rb/Ba-Verhältnisse der Proben nehmen mit zunehmender Deformation ab. Dieser Trend wird wahrscheinlich durch die Mobilität von Rubidium bei der Metamorphose verursacht. Die unalterierte Probe 58 hat die höchsten Rb/Sr und Sr/Ba-Verhältnisse und liegt in unmittelbarer Nähe des von Sylvester (1998) abgeleiteten psammitischen Protholithen. Es ist auch möglich, niedrige Rb/Sr- und Rb/Ba-Verhältnisse zu erzeugen, indem man eine basaltische Magmenquelle mit einer pelitischen mischt (Sylvester 1998). Allerdings müßten die hier untersuchten Proben dann mindestens 60% basaltisches Ausgangsmaterial enthalten (Mischungslinie in Diagramm b Abbildung 34 auf Seite 83). Der hohe SiO₂-Gehalt von >71 wt% und der niedrige MgO+Fe₂O₃+TiO₂-Gehalt von <4 wt% (in Basalten ca. 20 wt%), sprechen aber dafür, daß der sedimentäre Anteil am Edukt sehr hoch war. Die Mischung einer pelitischen und einer basaltischen Schmelze kann für den Dzhabych ausgeschlossen werden.

ABBILDUNG 34. A) und B) Diskriminanz der sedimentären Edukte von stark peraluminen Graniten nach Sylvester (1998), die Proben aus der Gneisplatte von Kartali liegen im Feld für psammitische Edukte. c) An- und Abreicherung ausgewählter Spurenelemente eines Granits der gneisplatte von Kartali gegenüber dem Standardgranit G1 nach Mason und Moore (1985), d) Sr-Isotopen-Diskriminanzdiagramm nach Faure und Powell (1972)



Die Proben aus der Gneisplatte von Kartali sind bezüglich der durchschnittlichen Zusammensetzung eines Granits (nach Mason und Moore 1985) an inkompatiblen Elementen leicht abgereichert und an kompatiblen Elementen stark angereichert (Diagramm c Abbildung 34 auf Seite 83). Deshalb muß angenommen werden, daß außer der sedimentären Komponente noch eine weitere am Ausgangsgestein beteiligt war. Die Anwesenheit dieser Komponente äußert sich vor allen in den Sr- und Nd-Isotopien. Die initialen Sr-Isotopien der Gesteine schwanken zwischen 0,704 und 0,706 und weisen darauf hin, daß das Gestein entweder der Unterkruste oder einem Inselbogen entstammte (Diagramm d Abbildung 34 auf Seite 83). Die initialen ENd liegen zwischen -2 und 2. Sie sprechen dafür, daß das Gestein einer juvenilen Magmenquelle, entweder einem Inselbogen oder einem Oceanic Island Basalt entstammt. Die Spurenelementverteilungsmuster zeigen typische Charakteristika von Inselbogenmagmatiten (White 1997). Sie haben eine negative Nb, Ta-Anomalie, eine leichte negative Ce-Anomalie, sind in Zr, Hf, Y und Yb abgereichert und kalkalkalisch.

Die Intrusiva der Gneisplatte von Kartali entstammen einem Inselbogen, der sowohl juvenile magmatische Kruste als auch sedimentäre Randbecken enthielt, in denen besonders psammitische Sedimente, wahrscheinlich Grauwacken, abgelagert wurden.

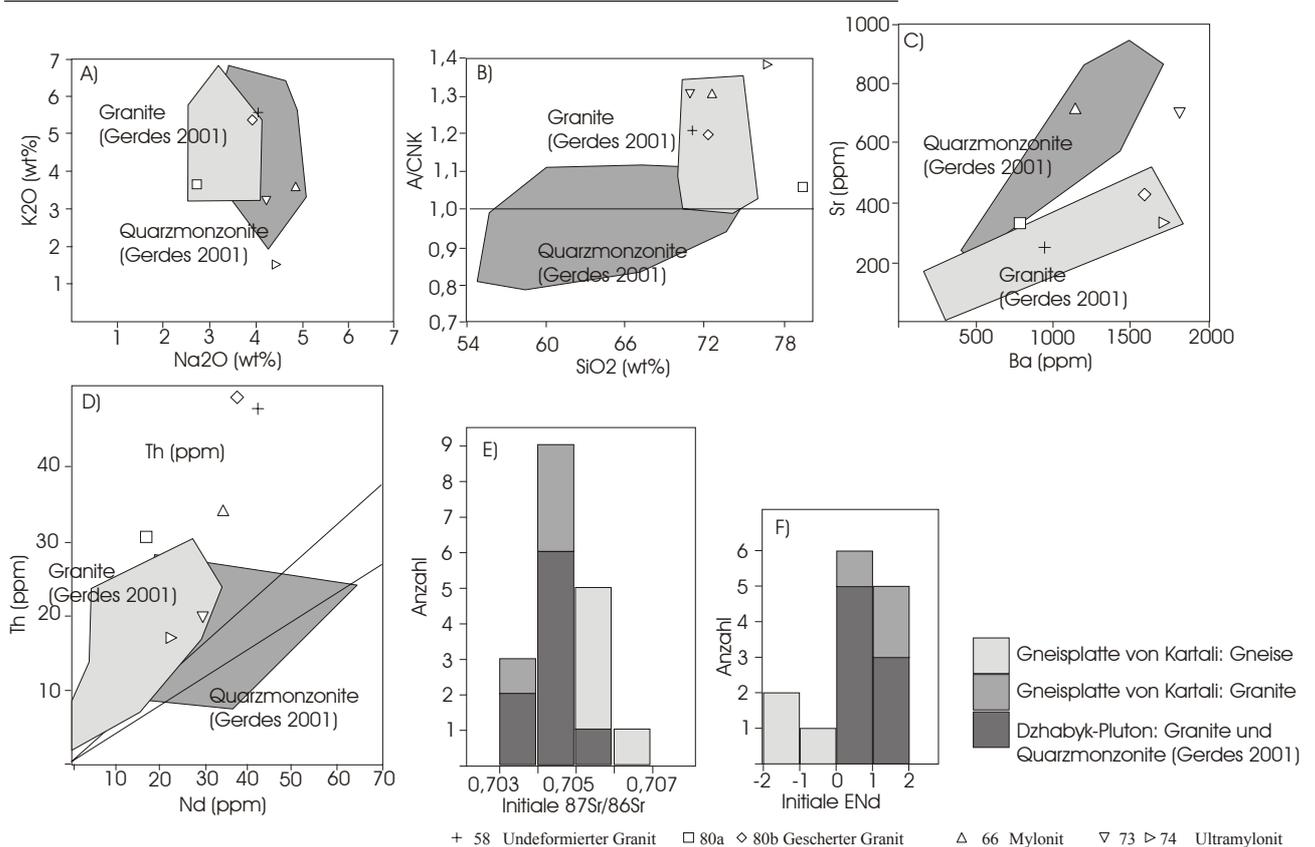
4.5.6. Vergleich der geochemischen Eigenschaften der Gneisplatte mit Daten aus dem Dzhabyk-Pluton

Von Gerdes et al. (2001) wurden die Intrusiva des Dzhabyk-Plutons intensiv geochemisch bearbeitet. Da die Gneisplatte von Kartali einen deformierten Randbereich dieses Plutons darstellt, sollten die geochemischen Eigenschaften der Gesteine dieses Metamorphitkomplexes im Wesentlichen mit denen der Intrusiva des Dzhabyk-Plutons übereinstimmen. Um das zu überprüfen, wurden die Proben der Gneisplatte mit dem Datensatz von Gerdes et al. (2001) verglichen. Gerdes et al. (2001) unterteilen die Intrusiva des Dzhabyk-Plutons in zwei Gruppen, die Granite und Quarzmonzonite, die sie unterschiedlichen Fraktionierungsreihen zuordnen. Die Granite aus der Gneisplatte von Kartali stimmen in ihren Element-Gehalten mit den Dzhabyk-Graniten überein und unterscheiden sich nur durch erhöhte Th-Gehalte von diesen. Die Gneise stimmen in ihren grundlegenden geochemischen Eigenschaften, in ihrem SiO₂-Gehalt, REE-Muster und LREE/HREE-Verhältnissen sowie Th-, U-, Pb-Gehalt ebenfalls mit den Dzhabyk-Graniten überein. Sie sind aber durch niedrigere K₂O und ENd-Werte und höhere Na₂O, Sr, Ba-Gehalte, Eu/Eu*, A/CNK und initiale ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnisse gekennzeichnet. Wie bereits erläutert, können diese Unterschiede primär oder sekundär verursacht worden sein (Abbildung 7 auf Seite 85 und Abbildung 35 auf Seite 85).

Die Gesteine des Dzhabyk-Plutons zeigen typische Merkmale postkollisional generierter Schmelzen und entstammen einem Inselbogen. Die Gneise aus der Gneisplatte von Kartali entstammen einem gleichartigen Edukt und wurden in demselben tektonischen Umfeld gebildet. Sie können auch auf Grund ihrer geochemischen Eigenschaften als deformierte Randbereiche des Dzhabyk-Plutons interpretiert werden. Sie haben einen höheren sedimentären Anteil am Edukt als die Granite. Das kann durch Heterogenitäten in der Magmenquelle verursacht worden sein, aber auch beim Aufstieg des Magmenkörpers, bei dem die Randbereiche eines Plutons potentiell leichter verunreinigt werden können als die Zentralbereiche.

TABELLE 7. Hauptelementgehalte in den Gesteinen des Dzhabyk-Plutons nach (Gerdes 2001) und der Gneisplatte von Kartali

| | Dzhabyk-Granit | Dzhabyk-Monzonit | Kartali-Granit | Kartali-Gneis |
|--------------------------------|----------------|------------------|----------------|---------------|
| SiO ₂ | 70,5-75,2% | 58-75,5% | 71,1-79,4 | 70,6-76,8 |
| TiO ₂ | 0,12-0,39% | 0,2-1,25% | 0,16-0,43 | 0,10-0,26 |
| Al ₂ O ₃ | 13,2-15% | 12,2-17% | 10,5-14,9 | 13,3-15,5 |
| MgO | 1,56-3,14% | 0,1-4,1% | 0,4-0,5 | 0,2-0,6 |
| MnO | 0,03-0,09% | 0,02-0,1% | 0,02-0,08 | 0,01-0,05 |
| P ₂ O ₅ | 0,03-0,14% | 0,01-0,41% | 0,09-0,12 | 0,04-0,13 |
| CaO | 0,8-1,5% | 0,7-5,0% | 1,1-1,4 | 1,5-2,5 |
| Na ₂ O | 3,2-3,7% | 3,1-4,6% | 2,8-4,0 | 4,2-4,9 |
| K ₂ O | 3,6-5,8% | 3,6-5,9% | 3,8-5,5 | 1,6-3,6 |

ABBILDUNG 35. Vergleich der Gehalte der Gesteine der Gneisplatte von Kartali an ausgewählten Haupt- und Spurenelementen mit dem Chemismus von Graniten und Quarzmonzoniten des Dzhabyk-Plutons (Gerdes et al. 2001)


4.5.7. Zusammenfassung

Die Proben, die aus der Gneisplatte von Kartali entnommen wurden, stimmen in ihren geochemischen Eigenschaften gut mit denen der Dzhabyk-Granite (Gerdes et al. 2001) überein. Die Gneise repräsentieren deformierte Randbereiche des Plutons. Die Magmenquelle der Gesteine des Dzhabyk-Granit-

Gneis-Doms war ein Inselbogen. Sie setzt sich aus Anteilen von Inselbogenmagmatiten und psammischen Sedimenten der Randbecken des Inselbogens zusammen. Nd-Modellalter ergeben für alle untersuchten Gesteine des Dzhabyk-Granit-Gneis-Doms eine Krustenverweildauer von 700-1200 Ma. Daraus läßt sich schlußfolgern, daß Granite und Gneis-Komplexe sich aus juveniler Kruste bildeten und nicht aus kontinentalem Basement. Der hochdifferenzierte Chemismus der Gesteine spricht dafür, daß die Magmengenese in einem postkollisionalen tektonischen Umfeld erfolgte.

Die Gneise gingen aus Graniten des Dzhabyk-Plutons durch Metasomatose hervor, bei der sie an K_2O , Rb, Cs und U verarmten und an Na_2O , CaO, Sr, Ba, Eu angereichert wurden.

4.6. Aufstiegs- und Deformationsgeschichte des Dzhabyk-Granit-Gneis-Komplexes

Die Granite von Dzhabyk und die Gesteine ihres Gneismantels müssen als Bestandteile ein und desselben Plutons betrachtet werden. Die Gneiskomplexe sind deformierte Randbereiche des Plutons.

Der Dzhabyk-Granit-Gneis-Dom entstand in einem postkollisionalen tektonischen Setting. Magmenquelle waren Inselbogengesteine sedimentärer und magmatischer Herkunft.

Die ältesten Gesteine im Dom wurden in der Gneisplatte von Kartali, dem Dachbereich des Plutons, angetroffen. Diese Gesteine wurden in zwei Phasen gebildet. In der ersten Phase vor 327 ± 4 Ma kristallisierten granitische Magmen, die zu gering voluminös waren, um in die Oberkruste aufzusteigen. So kristallisierten sie in ca. 12-15 km Tiefe bei Temperaturen von ca. $670\text{-}690^\circ\text{C}$. In den folgenden 30 Ma Jahren verharrte der Plutonit in der Mittelkruste und kühlte nur wenig, um maximal 100°C , ab (Abbildung 36 auf Seite 88).

Die zweite Phase setzte vor ca. 295 Ma mit der Bildung großvolumiger postkollisionaler Schmelzen ein, die den größten Anteil der heute aufgeschlossenen Magmatite des Dzhabyk repräsentieren. Offensichtlich war der von den Magmen der 1. Phase genutzte Aufstiegsweg energetisch günstig, denn er wurde in der 2. Phase wieder verwendet. Durch welchen Aufstiegsmechanismus die Schmelzen in die mittlkrustale Magmenkammer gelangten, läßt sich nicht mehr nachvollziehen. Die Plutonite der 1. Phase bildeten das Dach der Magmenkammer der 2. Phase. In der Magmenkammer sammelten sich große Volumina von Schmelze und vermischten sich, so daß ein Magmenkörper mit homogener chemischer Signatur entstand. Sobald der Auftrieb der Magmenkammer groß genug war, begann sie in die Oberkruste aufzusteigen. Viele Daten sprechen dafür, daß der Plutonit als Diapir aufstieg. Die Aufstiegsbedingungen für Granit-Diapire sind im Ostural geradezu ideal, da die Oberplatte überwiegend aus basischen Gesteinen besteht, so daß der Dichtekontrast zwischen Granit und Umgebungsgestein relativ hoch war. Auch der konzentrische Aufbau des Granit-Gneis-Komplexes, seine gescherten Ränder, die niedrige Abkühlgeschwindigkeit der Gesteine von $8\text{-}14^\circ\text{C}/\text{Ma}$ und die Tatsache, daß der bereits kristallisierte granitische Dachbereich der Magmenkammer mit aufstieg, sprechen dafür, daß Diapirismus als Aufstiegsmechanismus für den Dzhabyk eine entscheidende Rolle spielte.

Die Intrusiva der 2. Phase müssen noch mehr als 30% Schmelzanteil gehabt haben, weil sie keine aufstiegsbedingten Gefüge ausbildeten (van der Molen et al. 1979). Die Plutonite der 1. Phase, die als feste Gesteine aufstiegen, konnten viele Mikrostrukturen und Mineralassoziationen konservieren, die die Aufstiegs Geschichte des Komplexes dokumentieren. So entstanden die Gneise von Kartali, deren Foliation konkordant zum Plutonrand verläuft, wobei der Deformationsgrad nach außen hin zunimmt. Metamorphe Mineralassoziationen zeigen, daß der Aufstieg des Diapirs als isothermale Dekompression erfolgte. Der Dzhabyk stieg schräg aus Westen auf. Deshalb sind im gesamten Pluton Streckungslineare zu finden, die nach Osten gerichtet sind. Auch der Dachbereich des Plutons ist im Osten aufgeschlossen.

Bei seinem Aufstieg hat der Plutonit basische Gesteinseinheiten durchquert, wie basische Xenolithe im Granit belegen. Serpentinite und Amphibolite bilden den Intrusionsrahmen. In ca. 6 km Tiefe blieb der Diapir stecken, nachdem er die sedimentäre Auflage der Basite erreicht hatte. Der Dichtekontrast des Granits zu den Sedimenten war zu gering für einen weiteren Aufstieg. Die Sedimente wurden kontaktmetamorph überprägt.

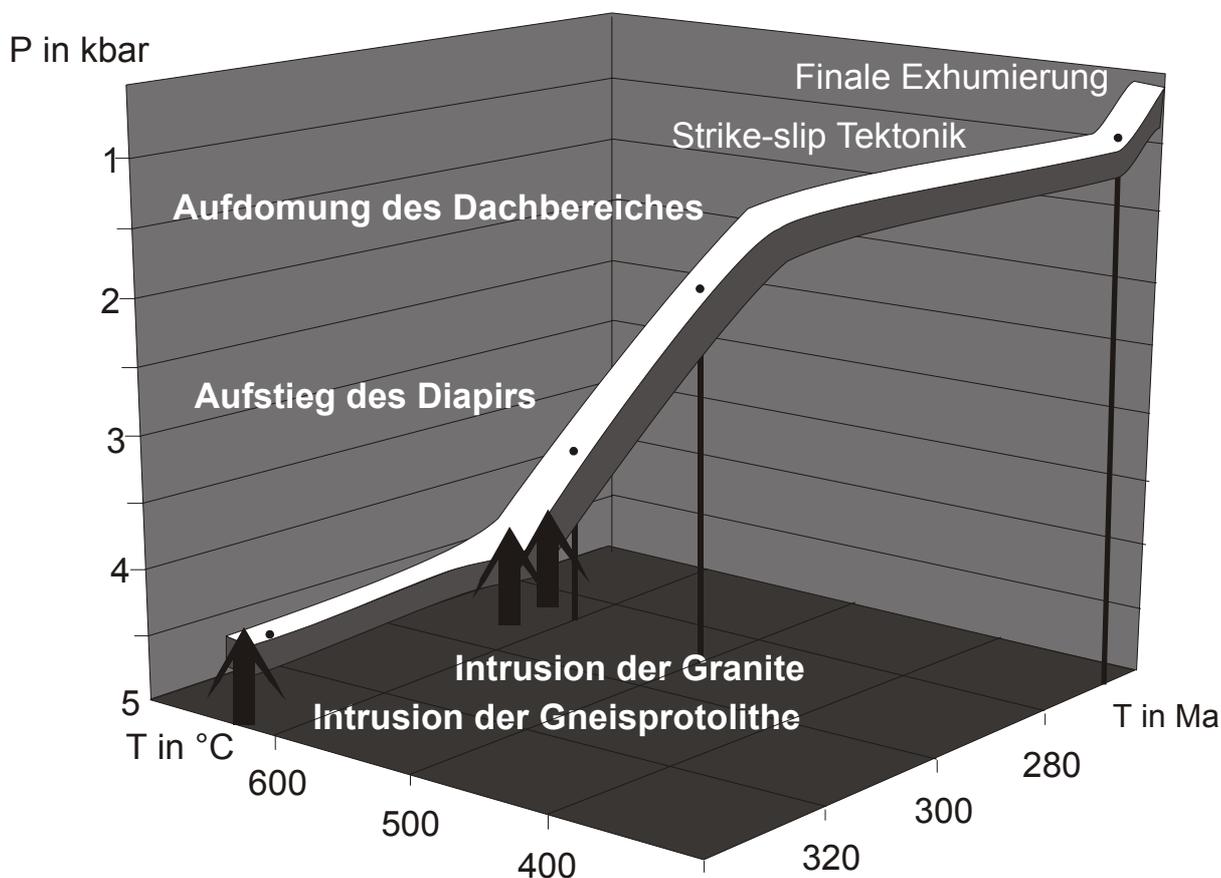
Da der Pluton in ein flaches Krustenstockwerk intrudierte, wurde das Rahmengestein aufgedomt. So setzen sich die konzentrischen plutonrandparallelen Strukturen auch im Kontaktbereich fort. Die

Gesteinseinheiten des Rahmens sind konkordant zum Kontakt gelagert, die Foliation streicht umlaufend und fällt vom Pluton weg.

Die meisten Strukturen, die im Dzhabyk-Granit-Gneis-Dom beobachtet werden können, sind von der Aufstiegsdynamik des Plutonitkörpers verursacht worden und bildeten sich unabhängig vom regionalen Streißfeld. Erst unter grünschieferfaziellen Bedingungen wird der Granit-Gneis-Dom vom sinistralen strike-slip erfaßt und an seinem Ost- und Westrand von großen uralischen Scherzonen abgeschnitten. In diesem späten Stadium wurde auch das Sprödbbruchmuster im Dzhabyk-Granit angelegt, das asymmetrisch aufgebaut ist.

Die finale Exhumierung des Gesteinskomplexes fand an Sprödbstrukturen statt, wobei der Granit-Gneis-Dom als rigider Körper reagierte und nicht mehr intern deformiert wurde. Die Rahmengesteine wurden weiter aufgedomt und sind heute in reduzierter Krustenmächtigkeit aufgeschlossen.

ABBILDUNG 36. Druck-Temperatur-Zeit-Pfad des östlichen Dzhabyk-Granit-Gneis-Doms



Der Gneismantel des Suunduk-Plutons

5.1. Der Kenntnisstand über den Suunduk-Pluton

Der Suunduk-Komplex liegt bei ca. 59°50' östlicher Länge und 52°20' nördlicher Breite nordöstlich der Stadt Uralskoje. Er ist ein typischer "gelängter" Granit-Gneis-Komplex mit einer großen N-S Erstreckung von ca. 70 km und einer geringen O-W Ausdehnung von ca. 15 km.

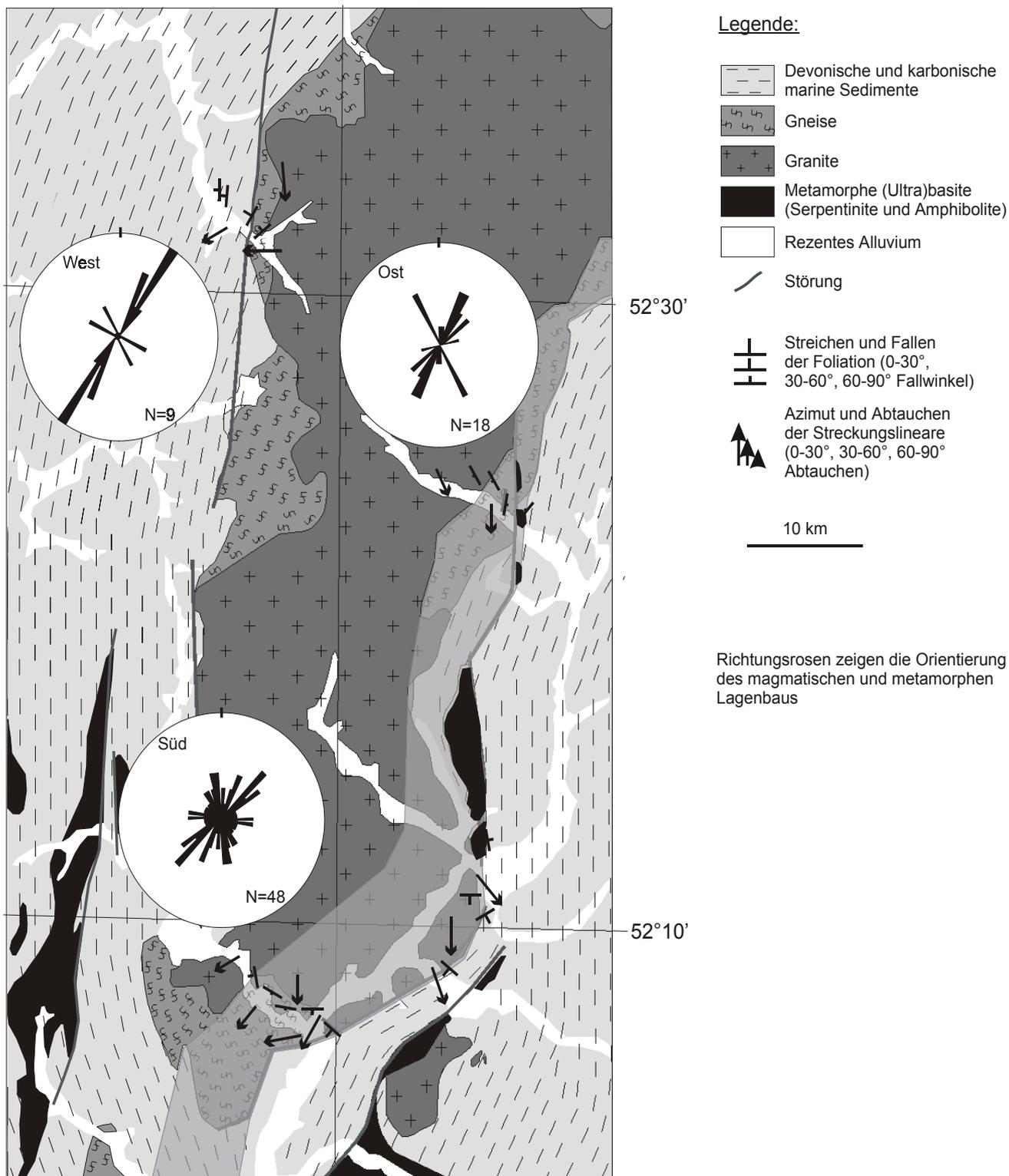
Die Ausdehnung des Plutons in die Tiefe wird auf Grund geophysikalischer Messungen auf 10-12 km geschätzt (Shenderowitsch 1965). Er wird von sowjetischen Geologen in zwei Massive, die jeweils als unabhängige Differentiationsabfolgen betrachtet werden, untergliedert. Beide Massive bestehen aus mikroklinreichem Granit, das Amursker Massiv im Norden aus einem 2-Glimmer-Granit, das Massiv von Butak im Süden aus einem Biotit-Granit (Shenderowitsch 1965). Die Kontakte beider Komplexe sind intrusiv und teilweise vergneist. Das Alter der Granitoide wurde von Tschaiko (1962) (in Shenderowitsch 1965) an 9 Proben mit 290 ± 6 Ma datiert. Einzelne Proben ergaben Alter von 317-330 Ma, Ganggesteine von 250-270 Ma. Die verwendeten Datierungsmethoden werden nicht erwähnt.

Die Granitkomplexe werden von einem schmalen, maximal 3 km breiten Gneismantel umgeben. Die Gneise wurden als ordovizische Gesteine betrachtet (Shenderowitsch 1965). In der Arbeit von Bankwitz et al. (1997) wird ein Teil der Gneise jedoch als mylonitisierte Granite angesehen. In diesem Modell stellen die Granite störungsgebundene Intrusionen in einem überregionalen Transpressionsregime dar. Am äußeren Kontakt zum Gneismantel sind Ton- und Schwärzschiefer aufgeschlossen, die Cordierit, Andalusit und Chiasolith führen. Außerhalb der Kontaktaureole sind die Sedimente unmetamorph, und ihnen werden devonische oder karbonische Alter zugesprochen (Shenderowitsch 1965).

Die Kontaktverhältnisse von Gneisen und Sedimenten sowie die von Bankwitz et al. (1997) beschriebenen Strukturen lassen vermuten, daß auch der Gneismantel des Suunduk-Plutons bei dessen Intrusion gebildet wurde. Überprüft wurde diese Vermutung zuerst im Gelände.

5.2. Die Geländeaufnahme

ABBILDUNG 37. Der Suunduk-Pluton mit Gneismantel und Rahmengesteinen, Karte nach Shalaginow (1984)



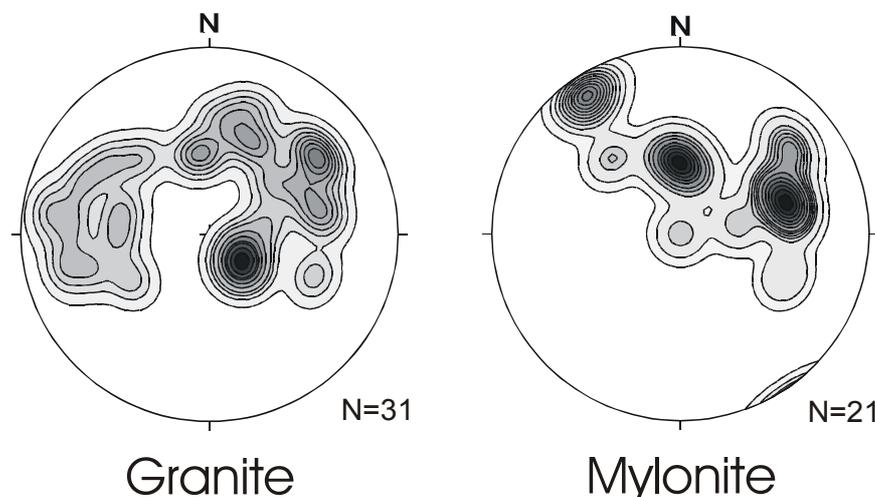
5.2.1. Der Gneismantel

Der Suunduk-Granit-Gneis-Komplex ist in O-W Richtung asymmetrisch aufgebaut.

Der östliche Gneismantel wurde durch lit-par-lit Intrusionen gebildet. Dabei intrudiert Magma in Gänge innerhalb bereits erstarrten Granits und deformiert diesen bei der Intrusion. Dieser Vorgang wiederholt sich mehrfach. Die Raumlage der Intrusionsbänder ist nicht zufällig, sondern folgt im gesamten Pluton dem überregionalen Streßfeld. Die Anlage von zahlreichen Sprödrüchen ist die Voraussetzung für diesen Intrusionsmechanismus. Sprödrüche können in Plutoniten unter der Wirkung von regionalen Spannungen schon nahe des Solidus entstehen, da Fluide einen erhöhten Porenwasserdruck verursachen und so die Bruchfestigkeit des Gesteins herabsetzen.

Die Gesteine des östlichen Gneismantels sind durch einen magmatischen und metamorphen Lagenbau charakterisiert. Die Mächtigkeit der Lagen schwankt von wenigen Zentimetern bis mehreren 100 Metern. Die Kontakte zwischen ihnen sind scharfe und glatte Intrusivkontakte. Einzelne Lagen sind unterschiedlich stark deformiert, so daß vom fast undeformierten Granit bis zum Ultramylonit alle Deformationsgrade anzutreffen sind. So ist gut sichtbar, daß es sich bei den Gesteinen des Gneismantels um Orthogneise handelt. Innerhalb einer Lage weisen die Gesteine einen einheitlichen Deformationsgrad auf.

ABBILDUNG 38. Transposition von Kluft-, Schieferungsflächen und Gängen bei anhaltender Scherung im submagmatischen Bereich im Süden des Suunduk-Komplexes



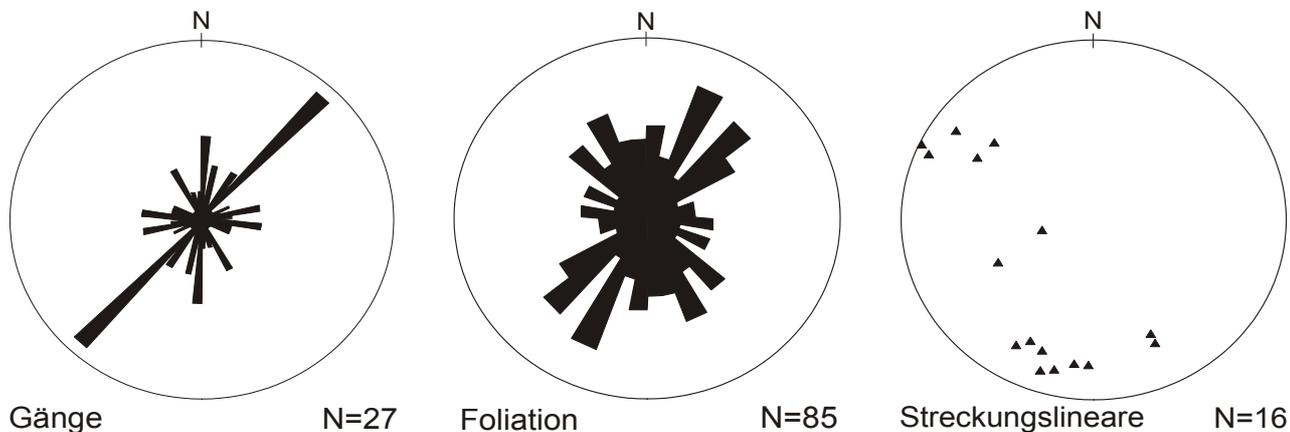
Die Deformation hielt vom magmatischen Bereich bis in niedriggradig regionalmetamorphe Bedingungen an. So sind in wenig deformierten Bereichen Fluidaltexturen porphyrischer Kalifeldspäte erhalten, die N-S streichen. Die hauptsächliche Gefügeprägung erfolgte im submagmatischen duktilen Bereich. Granitgänge werden verfaltet, zerschert oder boudiniert. Diese Deformation ist mit einer progressiven Kornverkleinerung verbunden. Die Gneise zeigen je nach Deformationsgrad eine anastomosierende oder kontinuierliche parallele Schieferung und lageninterne Schleppfalten mit steil abtauchender Faltenachse. Obwohl auch die Intrusion der Granite im regionalen Streßfeld erfolgte, wird die Regelung planarer Strukturelemente in den Gneisen durch Transposition erhöht (Abbildung 38 auf Seite 91). Das Anhalten der Deformation bis in den mittel-

niedriggraden Metamorphosebereich wird vor allem in stark deformierten Pegmatitgängen sichtbar. Undeformierte spätmagmatische Gänge sind eine Ausnahmeerscheinung.

Magmatische Gänge und metamorpher Lagenbau sind nicht zufällig orientiert, sondern sie folgen zwei Hauptrichtungen (Abbildung 37 auf Seite 90), die sich im Gelände durch die Raumlage von Schieferungen, Gängen und Streckungslinearen gut dokumentieren lassen (Abbildung 39 auf Seite 92). Am deutlichsten ist eine NNO-SSW streichende steilstehende Foliation ausgebildet. Die zugehörigen Streckungslineare fallen mit 10-25° nach Süden ein. Im Winkel von 70-80° dazu hat sich ein NW-SO streichendes Flächensystem gebildet, das mit ca. 20° nach SW einfällt. Die Streckungslineare fallen nach W-NW mit 10-70° ein. Am Südrand des Suunduk-Komplexes ist oft sichtbar, wie sich beide Strukturen kreuzen. Während an einem Aufschlußpunkt die Schieferung der NW-SW streichenden Scherzonen nach S umbiegt, versetzt sie an anderen Stellen die NNO-SSW streichende. Beide Flächenscharen sind also gleichzeitig entstanden und können als konjugiertes System betrachtet werden.

Der Schersinn im Bereich des gesamten Suunduk-Komplexes ist sinistral. Sinistrale Schersinnindikatoren finden sich in gefalteten oder abgerissenen magmatischen Gängen, in verfalteten Gneisen oder in gelängten Feldspatklasten. Auch der Suunduk-Pluton als Ganzes hat die Form einer riesigen sinistralen Scherlinse. Neben den sinistralen Schersinnindikatoren wurden auch dextrale gefunden, besonders an Querstörungen, eventuell Riedelscherflächen, und in wenig deformierten Gängen. Der dextrale Schersinn in diesen Gängen wurde wahrscheinlich durch lokale Magmenbewegungen verursacht und hat keine regionale Bedeutung.

ABBILDUNG 39. Orientierung von magmatischen Gängen in wenig deformierten Graniten (links) und von planaren Gefügen und Streckungslinearen im Gneismantel (rechts) des Suunduk-Granit-Gneis-Komplexes



Die Internstrukturen im Suunduk-Granit-Gneis-Komplex stimmen gut mit der Orientierung der großen uralidischen strike-slip Zonen der OUZ überein. Die Intrusion des Gesteins in parallelen Lagen, die Anlage einer Schieferung parallel zu den magmatischen Gängen und das Auftreten flach einfallender N-S orientierter Streckungslineare lassen den Schluß zu, daß der Suunduk-Komplex in eine aktive Blattverschiebungszone intrudiert ist. Diese Scherzone ist am Ostrand des Granit-Gneis-Komplexes aufgeschlossen. Sie war während und nach der Intrusion aktiv.

In die durch lit-par-lit-Intrusionen entstandenen Gesteine sind im Aufschluß 15 (Anlage 2.4) Relikte präexistierender Magmatite eingeschaltet. Diese werden von unterschiedlich stark geschieferten,

meist sehr kalifeldspatreichen Granit-Gneisen gebildet, deren Foliation diskordant zur Hauptschieferungsrichtung im Suunduk verläuft. Die Kontakte zwischen diesen Gneisen und den lit-par-lit Gneisen sind intrusiv. Die älteren Gneise zeigen zwei Foliationen, die diskordante wird von der Suunduk-Haupttrichtung überprägt und ausgelöscht.

Im Zentrum besteht der Granit-Gneis-Komplex aus undeformierten Graniten.

Am Westrand werden diese Granite geschert, wobei Foliationen parallel zum konjugierten Schersystem angelegt werden. Der Deformationsgrad nimmt zum Rand hin zu. Im westlichen Gneismantel fehlen lit-par-lit Intrusionen und Anzeichen für synmagmatische Scherung der Gesteine, magmatische Gänge sind viel seltener und die Deformationsgrade der Gesteine geringer als am Ostrand. Daraus läßt sich schlußfolgern, daß am Ostrand des Suunduk-Komplexes die höchsten Verformungsbeträge akkumuliert wurden.

5.2.2. Der Intrusionsrahmen

Am Außenrand des Gneismantels sind besonders feinklastische Sedimente, überwiegend Ton- und Schwärzschiefe, aufgeschlossen. Am Kontakt zu den Gneisen sind diese Sedimente prograd metamorphisiert worden, so daß sich cordieritführende Knotenschiefer gebildet haben. Der Grad der kontaktmetamorphen Überprägung sinkt mit steigender Entfernung vom Pluton. Außerhalb des Kontaktbereichs sind die Sedimente nicht metamorph. Amphibolite und Serpentinite treten im Rahmen des Suunduk-Komplexes nur selten in Form von Scherlinsen auf. Sie bleiben auf den Ostrand des Gesteinskomplexes beschränkt und sind an steil stehende N-S streichende Scherzonen gebunden (Abbildung 37 auf Seite 90).

5.2.3. Magmendynamik kontra regionales Streßfeld

Die Platznahme der Intrusiva von Suunduk wird besonders durch das regionale Streßfeld beeinflusst. Eine Eigendynamik des Plutonits und dessen Aufdomung kann im Suunduk im Gegensatz zum Dzhabyk nur untergeordnet festgestellt werden. Sie ist aber nachweisbar. So ist jeweils der Teil des konjugierten Schersystems, der parallel zum Plutonrand verläuft immer stärker ausgeprägt: am Südrand das NW-SO-streichende System und am Ost- und Westrand das NNO-SSW-streichende System. Die Foliation fällt vom Pluton weg nach außen, am Ostrand nach O, am Westrand nach W und am Südrand nach S. So entsteht bei Betrachtung der geologischen Karte des Suunduk der Eindruck des umlaufenden Streichens des Gneismantels. Die Deformation erfolgte entlang regionaler Schersysteme, wurde aber von der Magmendynamik beeinflusst. So weist auch das Einfallen der kontaktmetamorphen Schwärzschiefer im Rahmen des Suunduk vom Pluton weg, was als Zeichen einer Aufdomung gesehen werden kann. Basite wurden an verschiedenen Stellen des Plutons als Enklaven gefunden und sind offensichtlich beim Magmenaufstieg durchwandert worden. Serpentinite und Amphibolite treten aber nur an je einer Stelle im östlichen Profil am Plutonkontakt zu tage. Sie sind an einer NNW-SSO streichenden Scherzone nach oben geschuppt worden und bilden kleine Linsen. Das Ausmaß der Aufdomung im Suunduk sollte also deutlich geringer gewesen sein als im Dzhabyk, wo Serpentinite einen großen Teil des Intrusionsrahmens bilden.

5.2.4. Späte Exhumierung

Die Klüftung im Suunduk-Komplex ist radial verteilt und zeigt ein Nachlassen des strike-slip in der Endphase der Plutonentwicklung an. Die endgültige Exhumierung des Suunduk erfolgte an Störungsflächen, auf denen Harnische teilweise gut sichtbar sind. Diese Flächen liegen in der Nähe des Plutonkontakts und sind unterschiedlich orientiert. Die Strömung auf diesen Flächen fällt steil ein (bis zu 70°) und wurde durch eine Vertikalbewegung und nicht durch strike-slip verursacht. Die Lineation stimmt nicht mit der Orientierung der Streckungslineare der strike-slip Zonen überein. Die finale Exhumierung des Komplexes erfolgte nach Ende der strike-slip Bewegungen in diesem Teil der OUZ.

5.2.5. Ergebnisse der Geländeaufnahme

Die Intrusiva des Suunduk-Granit-Gneis-Komplexes nutzten zur Platznahme eine aktive postkollisionale strike-slip Zone der OUZ. Das regionale Strebfeld prägte nicht nur die Form des gesamten Plutonitkörpers, der wie eine riesige sinistrale Scherlinse aussieht, sondern auch den Aufstiegsmechanismus der Magmen, die durch lit-par-lit Intrusionen Platz nahmen, und die Orientierung der plutoninternen metamorphen Gefüge. Charakteristisch für den Suunduk-Komplex ist die Ausrichtung von magmatischen Gängen, Foliationen und Fließgefügen an einem konjugierten Schersystem, das NNO-SSW und NW-SO streicht (Abbildung 40 auf Seite 95). Flach nach Süden und Westen einfallende Streckungslineare zeigen, daß es sich um eine Blattverschiebung handelt. Sinistrale Schersinnindikatoren sind in magmatischen Gängen, Boudins und Scherlinsen zu finden. Die Gneise an den Plutonrändern sind auf Grund dieser Strukturen leicht als postkollisionale uralidische Bildungen zu identifizieren, in wenig stark deformierten Bereichen ist gut zu erkennen, daß es sich um Orthogneise handelt.

Am Südostrand des Suunduk-Komplexes ist ein ca. 300 · 500m großes Areal aufgeschlossen, in dem Gneise gefunden worden, die älter als die lit-par-lit Intrusionen sind. Ihre Schieferung streicht diskordant zu der der lit-par-lit Intrusionen und wird von dieser überprägt.

Der Suunduk-Komplex hat in O-W Richtung einen asymmetrischen Aufbau. Am Ostrand liegen die Gesteine als lit-par-lit Intrusionen mit engständigem Lagenbau vor, im Zentrum sind undeformierte Granite zu finden, im westlichen Gneismantel fehlen lit-par-lit Intrusionen und alle Strukturen entstanden bei submagmatischer Deformation. Die höchsten Verformungsbeträge wurden am Ostrand des Komplexes akkumuliert.

Der Kontakt der Gneise zu devonischen und karbonischen Sedimenten ist scharf und durch kontaktmetamorphe Mineralbildungen gekennzeichnet. Xenolithe und Scherlinsen im Suunduk-Komplex und in seinem Rahmen zeigen, daß diese Sedimente von Basiten unterlagert werden. Da im Suunduk-Pluton Magmendynamik aber nur eine untergeordnete Rolle gegenüber dem regionalen strike-slip spielte, ist der Rahmen des Suunduk kaum aufgedomt worden, so daß diese Basite nur selten im Plutonrahmen aufgeschlossen sind.

ABBILDUNG 40. Geologischer Bau des Suunduk-Komplexes, Skizze

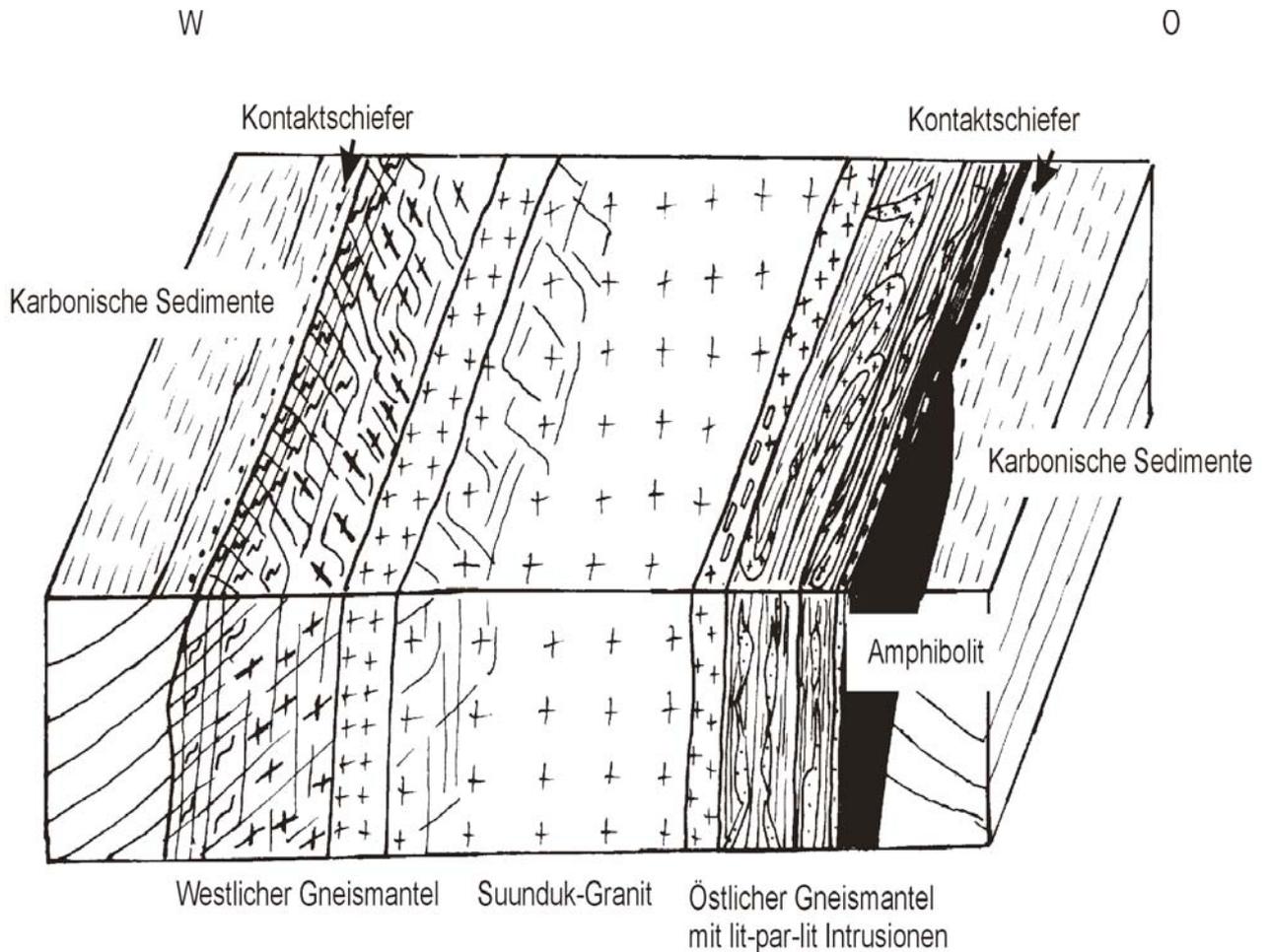


ABBILDUNG 41. folgende Seite a) undeformierter Granit mit porphyrischem Kalifeldspat am Ostrand des Suunduk-Komplexes, b) Granitkuppe am Ostrand des Suunduk-Komplexes (Aufschluß 14, Blickrichtung nach Westen), c) Granitklippe, deren plattiger Habitus erstes Anzeichen für deren durchgreifende Deformation ist (Aufschluß 1, Blickrichtung nach Osten), d) und e) lit-par-lit Intrusiva werden bei syn- und submagmatischer Deformation unter Bildung sinistraler Schersinnindikatoren duktil verformt (Aufschluß 31, Blickrichtung nach Osten und Aufschluß 24, Blickrichtung nach Westen) f) und g) fortschreitende Deformation führt zur Transposition der Gefüge und zur Anlage eines parallelen metamorphen Lagenbaus, h) Knotenschiefer aus dem westlichen Kontakt des Suunduk-Komplexes mit Tonschiefern (Aufschluß 40), i) Aufschluß älterer Gneisformationen mit O-W streichender Schieferung, die von N-S streichenden lit-par-lit Intrusiva geschnitten werden (Aufschluß 15)



a



b



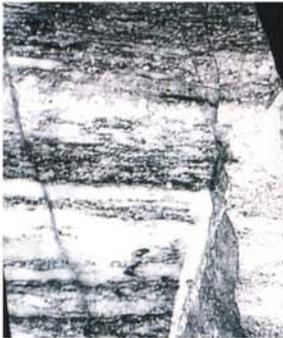
c



d



e



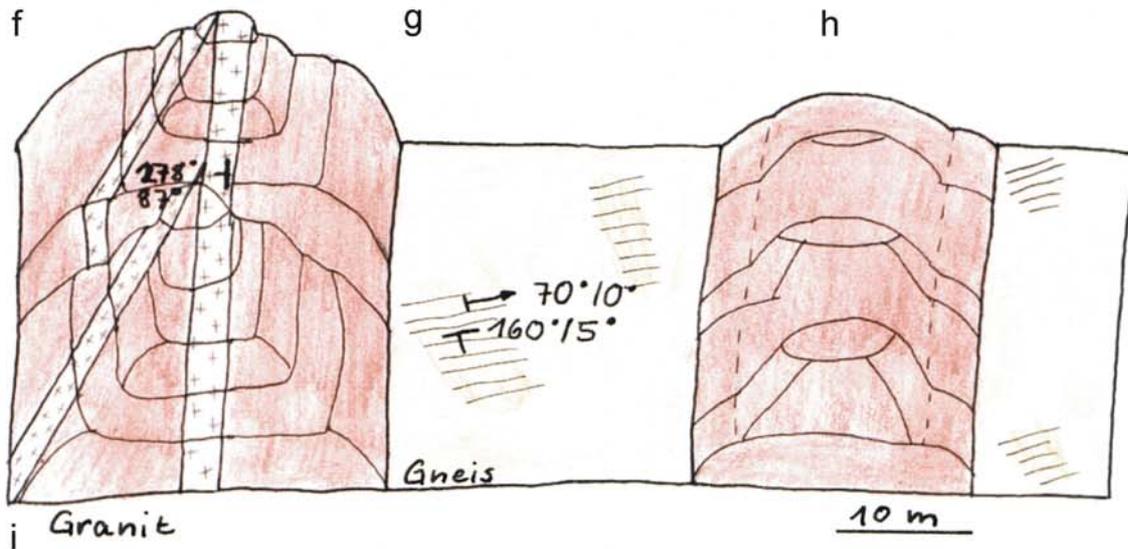
f



g



h



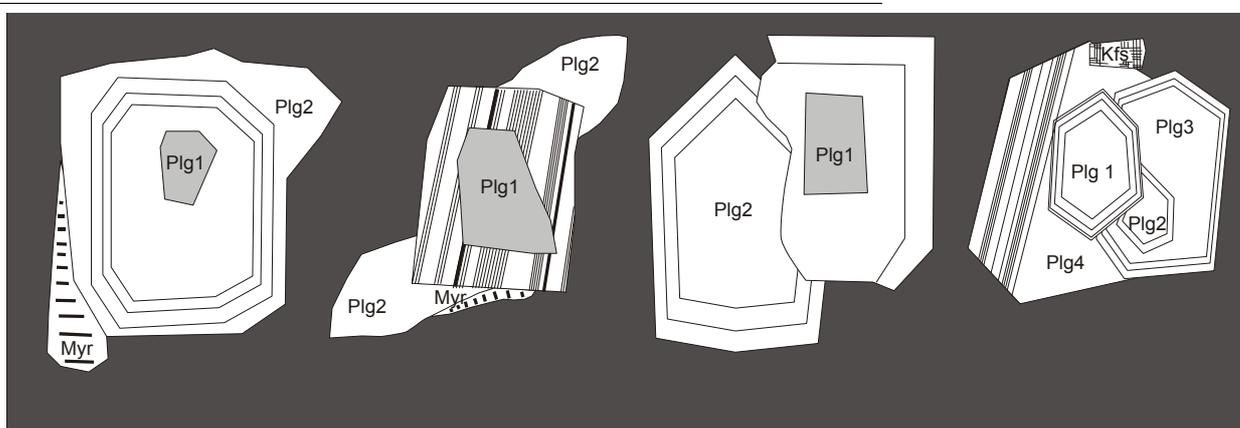
5.3. Mikrostrukturen

Aus den Mikrostrukturen der Gesteine des Suunduk-Komplexes lassen sich besonders viele detaillierte Aussagen über die Bildung des Gneismantels ableiten. Sie geben Aufschluß darüber, wie die für den Suunduk-Komplex typische Vielfalt an Gefügen auf engstem Raum durch eine Interaktion von Intrusion und Scherung entstand und erlauben Rückschlüsse auf die p,T-Bedingungen, bei denen Deformation und Metamorphisierung der Gneise stattfand.

5.3.1. Der östliche Gneismantel des Suunduk-Komplexes

Die Granite am Ostrand des Suunduk-Komplexes zeigen zahlreiche auffällige Strukturen, die symmagmatisch oder im hochtemperierten postmagmatischen Bereich entstanden sind.

ABBILDUNG 42. Plagioklase aus Graniten des östlichen Gneismantels des Suunduk-Komplexes



So fallen besonders Plagioklase auf, die unregelmäßige Formen und einen komplexen Internbau haben. Idiomorphe Plagioklase besitzen einen dendritischen oder unzonierten Kern, der von konzentrisch zonierten Rändern umgeben wird (Abbildung 42 auf Seite 97, Bild 1 Abbildung 44 auf Seite 100). Häufig treten aber Agglomerate mehrerer Kristalle auf. Diese bestehen aus überwiegend idiomorphen Plagioklasen mit glattem Kornrand, wobei eine Seite winklig zur Kristallfläche verläuft und eine unregelmäßige, zerfurchte Oberfläche hat. Solche Feldspäte sind mit anderen verwachsen oder werden von einem konzentrisch zonierten Mantel überwachsen, der oft asymmetrisch zum Kern liegt. So entstehen Plagioklase mit glatten geraden Korngrenzen, die aber nicht idiomorph sind, sondern durch eine unregelmäßige Kornform charakterisiert werden. Oft werden solche Kristalle von asymmetrischen flügelartigen Säumen überwachsen. Als letzter Schritt beim Plagioklaswachstum können sich am Außenrand der Kristalle Myrmekite bilden. Diese Myrmekite zeichnen sich dadurch aus, daß sie kohärent zum Hauptkristall orientiert sind, glatte gerade Korngrenzen haben und nicht in das Wirtskristall eindringen, sondern parallel zum Kristallrand wachsen. Sie bilden sich im Druckschatten eines Kristalls und nicht wie von Simpson und Wintch (1985) beschrieben an Korngrenzen, die hohen Drücken ausgesetzt sind. Sie werden als symmagmatische Bildungen interpretiert.

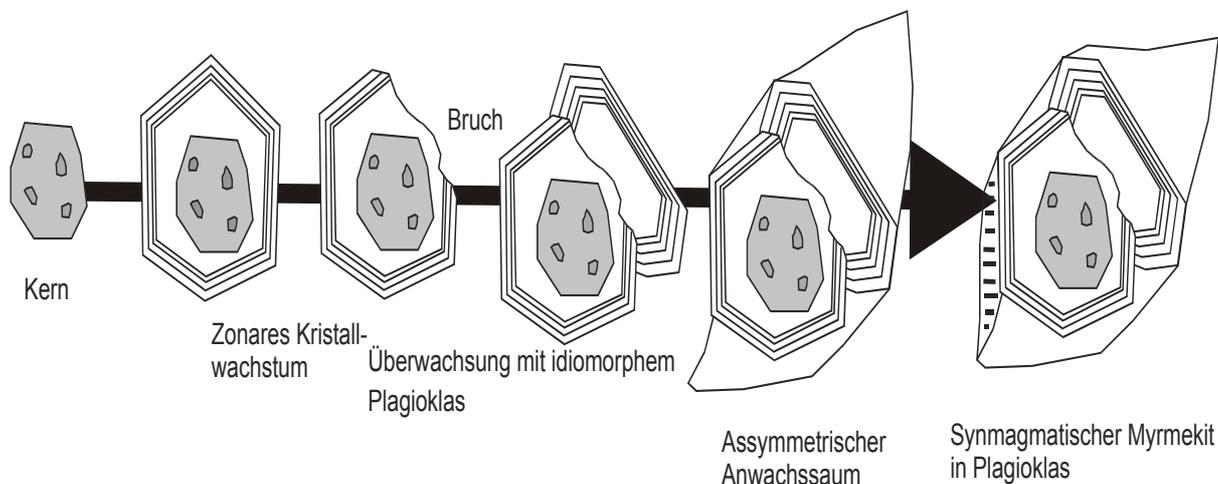
In der Literatur werden verschiedene Mechanismen der Bildung von unregelmäßigen Plagioklasagglomeraten diskutiert. Hogan (1993) beschreibt ihre Bildung durch Resorption von

Kristallteilen und anschließende Verwachsung der Kristallrelikte. Bei Resorption werden alle Korngrenzen zerfurcht und das Kristall abgerundet. Der Zonarbau wird von Ausbuchtungen der Kristalloberfläche abgeschnitten. Bei Resorption eines Kristalls entsteht immer eine Grenzschnitt-Schmelze, die an Bestandteilen des resorbierten Minerals angereichert ist. Die Existenz dieser Grenzschnitt-Schmelze erleichtert es von Resorption betroffenen Kristallrelikten miteinander zu verwachsen, so daß bei Resorption ein besonders günstiges Milieu für die Bildung von Glomerocrysten entsteht (Hogan 1993). Hibbard (1987) diskutiert die Bildung von Glomerocrysten durch synmagmatische Deformation. Bruchbildung an idiomorphen Kristallen betrifft nicht alle Kristallflächen, so daß subidiomorphe Kristallfragmente typisch für Spröbruch sind. Auf Grund von Streß wandert Schmelze besonders in Druckschatten, z.B. in Brüche, so daß die Kristallfragmente wieder miteinander verwachsen. Außerdem wachsen Kristalle unter Streß nicht isometrisch, so daß sich gelängte Körner bilden oder assymetrische Anwachsflügel entstehen. Hibbard (1987) beschreibt auch die Bildung von synmagmatischen Myrmekiten im Druckschatten von Plagioklas als Folge von Schmelz-Relokation durch Streß.

Wie oben beschrieben, sind die Plagioklase der hier vorliegenden Proben subidiomorph mit meist nur einer unregelmäßigen Kornfläche. Sie können also nicht durch Resorption entstanden sein, sondern sind wahrscheinlich Bruchstücke. Anzeichen von Resorption gibt es in den Feldspäten des östlichen Gneismantels von Suunduk nirgends. Somit sollte auch die Bildung von Glomerocrysten nicht begünstigt werden. Es gibt Vergesellschaftungen von Plagioklasfragmenten, die durch Agglomeration von Kristallen entstanden sein können, da die Kristallflächen aber glatt und gerade sind und keine Anzeichen einer Hohlraumverfüllung sichtbar sind, ist auch denkbar, daß es sich um einander überwachsene Kristalle handelt. In vielen Kristallen ist eindeutig zu sehen, daß verschiedene Plagioklase einander unregelmäßig überwachsen, dann zerbrechen und wieder überwachsen werden (Abbildung 43 auf Seite 98). Deshalb kann man einschätzen, daß die Bildung von Glomerocrysten gegenüber dem mehrfachen Überwachsen von Kristallen in unterschiedlicher Orientierung nur eine untergeordnete Rolle spielt.

Neben der Bildung von synmagmatischen Kristallfragmenten zeigt auch das Wachstum assymetrischer Flügel um Plagioklas an, daß die Granite am Ostrand des Suunduk-Komplexes unter Streß kristallisierten.

ABBILDUNG 43. Entstehung komplexer Internstrukturen in Plagioklasen durch synmagmatische Deformation



Synmagmatische Kataklyse tritt nicht nur in Plagioklasen auf, sondern ist auch in den Kalifeldspäten ein häufiges Phänomen. Viele Mikrokline werden von zwei Scharen paralleler und sich kreuzender Brüche durchzogen, die in Richtung der besten Spaltbarkeit der Kristalle orientiert sind. An Einschlüssen folgen sie dem Kornrand des Einschlusses. Einige große Brüche verlaufen quer zu den kristallographischen Hauptrichtungen. Bei fortschreitender Kataklyse entstehen sehr gleichkörnige Kristallfragmente. Die für Kataklyse bei niedrigen Temperaturen typischen sehr feinen Körner fehlen völlig. Brüche und Zwickel verwachsen mit Quarz. Spät kristallisierende Quarzkörner überwachsen die kataklysierten Mikroklinfragmente (Bild 6 Abbildung 44 auf Seite 100).

In den Kalifeldspäten sind auch postmagmatische aber hochtemperierte Kristallstrukturen konserviert, die zeigen, daß das Gestein auch nach seiner Kristallisation noch Streß ausgesetzt war. So ist das Mikroklingitter meist nur unvollständig ausgebildet und gröber als in den Mikroklinen von Dzhabyk und vom Westrand des Suunduk, die ein engständiges und kontinuierliches Mikroklingitter ausgebildet haben. Die Mikroklinverzwilligung ist nur lokal begrenzt sichtbar, z.B. am Kornrand oder in der Umgebung großer Einschlüsse (Bild 3 Abbildung 44 auf Seite 100).

Perthite treten in fast allen Kalifeldspäten auf und sind eine markante Erscheinung, die die Granite vom Ostrand des Suunduk ebenfalls von denen des Westrandes und des Dzhabyk-Domes unterscheidet. Es ist bekannt, daß sich Perthite streßinduziert bilden können (Shelley 1993) und nur bei Temperaturen unter 600°C entstehen (Rösler 1986). Am günstigsten bilden sich Perthite parallel zur {010}-Fläche. In verschiedenen Kristallen sind die Entmischungslamellen jedoch unterschiedlich orientiert, was sich aus einer Wechselwirkung von Streß und kristallographisch günstiger Entmischungsrichtung ergeben kann. Die Perthite haben keine bestimmte Orientierung im Verhältnis zur Schieferung. Es fällt aber auf, daß sie besonders in Kristallbereichen mit erhöhter intrakristalliner Spannung auftreten, z.B. an Einschlüssen oder in der Nähe von Brüchen. An Einschlüssen ändert sich die Orientierung der Perthite entsprechend der Form des Einschlusses, so daß sie wie Spannungstrajektoren die Lage intrakristalliner Streßfelder veranschaulichen (Bild 3 Abbildung 44 auf Seite 100). Es entsteht der Eindruck, daß die Orientierung der Perthite mehr von intergranularen Spannungen abhängt als von regionalen. Ihr gehäuftes Auftreten zeigt aber an, daß ein starkes regionales Spannungsfeld existiert haben muß, das die Entmischung von Orthoklas und Albit begünstigte.

Interessant ist, daß in Kristallbereichen mit sehr vielen Brüchen auch die meisten Entmischungslamellen konzentriert sind, während das Mikroklingitter gerade in diesen Bereichen nicht ausgebildet ist. Umgekehrt existieren in den gegitterten Bereichen eines Mikroklin wenig oder keine Entmischungslamellen und wenige Brüche. Das zeigt, daß alle drei Kristallstrukturen streßabhängig gebildet wurden, und während hoher Streß die Bildung von Brüchen und Perthiten begünstigt, verhindert er die Ausbildung eines Mikroklingitters.

An Brüchen und Kornrändern von Kalifeldspäten treten häufig Myrmekite auf, die wurmartig in das Mikroklinkristall eindringen (Bild 4 Abbildung 44 auf Seite 100). Diese Myrmekite löschen anders aus als das Wirtskorn, haben stark suturierte Grenzflächen und wachsen besonders an Korngrenzen, die senkrecht zur Einengungsrichtung orientiert sind. Sie werden als postmagmatische Bildungen interpretiert und bewirken die Auflösung eines Mikroklin.

Biotite treten als Einzelkörner im Schliff gleichmäßig verteilt auf. Sie haben eine idiomorphe Form und glatte gerade Kristallflächen. Muskovit zeigt in den Graniten keine Anzeichen von Deformation

wie Knickbänder oder Rekristallisation. Die Muskovitkristalle sind idiomorph, aber durch stark suturierte Korngrenzen gekennzeichnet. Einige Muskovite sind nur noch als Relikte erhalten (Bild 7 Abbildung 44 auf Seite 100). Sie werden von Kalifeldspat überwachsen. Die Auflösungserscheinungen von Muskovit lassen sich am besten durch dessen Resorption erklären. Wenn das granitische Magma isothermal aufsteigt, überschreitet es die Phasengrenze Muskovit+Quarz->Kalifeldspat+Schmelze. Muskovit wird instabil.

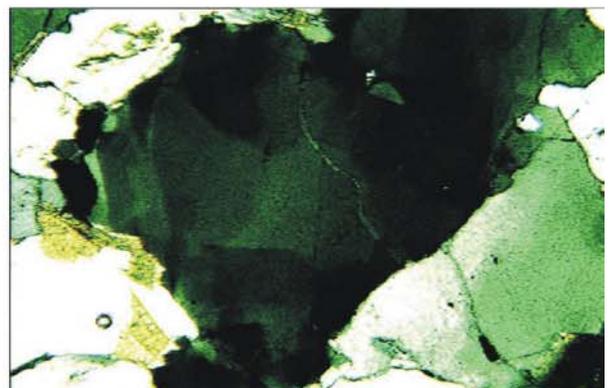
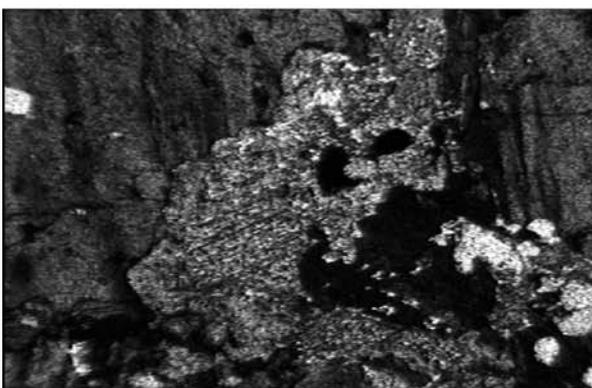
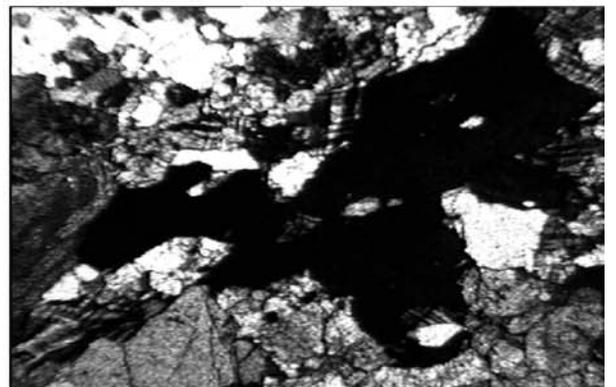
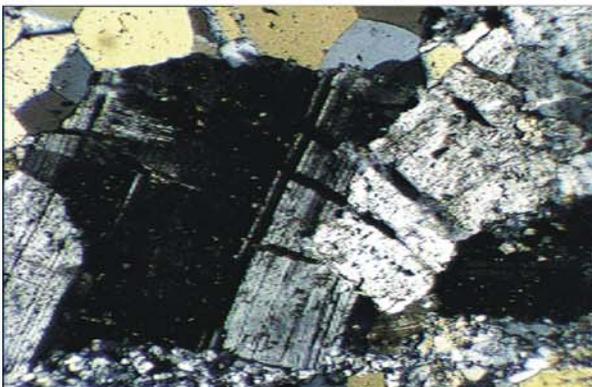
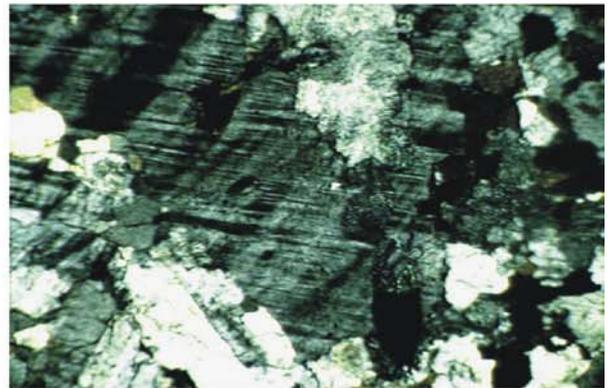
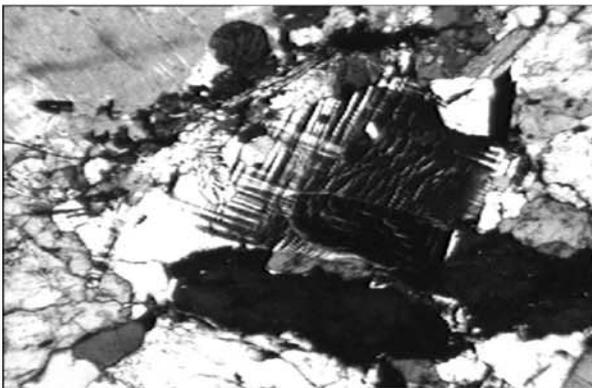
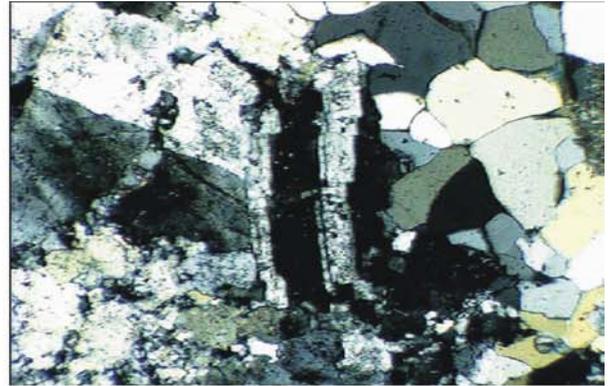
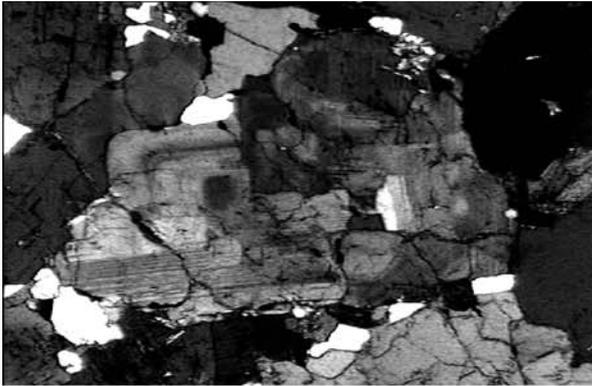
Quarz tritt in mehrkörnigen Aggregaten auf. Die Quarze bilden Subkörner mit Schachbrettfelderung aus (Bild 8 Abbildung 44 auf Seite 100). Charakteristisch ist auch die Bildung von Brüchen, die den Dünnschliffmaßstab überschreiten, und deren Verfüllung mit Quarz.

Insgesamt haben die Granite zwar ein gleichkörniges richtungsloses Gefüge entwickelt, in dem keine Foliationsflächen vorhanden sind, die beschriebenen Strukturen weisen aber darauf hin, daß die Intrusion und Kristallisation des Magmas unter Streß erfolgte. Die Granite haben Deformationsstrukturen aus dem magmatischen und aus dem hoch temperierten submagmatischen Bereich konserviert. Die Deformation hielt aber auch bei Abkühlung des Gesteines noch an und verursachte die Umwandlung des granitischen Gefüges in einen Gneis mit geringer Korngröße und paralleler kontinuierlicher Schieferung.

Die Mylonitisierung beginnt in diskreten Scherzonen. Dabei spielt Katakklase eine tragende Rolle. Sie findet im Suunduk im Gegensatz zum Dzhabyk nicht nur in Feldspatkörnern statt, die an Quarz grenzen, sondern im Bereich der gesamten Mikroscherzone. In den Feldspäten bilden sich entsprechend ihrer Spaltbarkeit zuerst Scharen paralleler Brüche, entlang derer es zur Rotation der Kornfragmente kommt. In Plagioklasen entstehen book-shelf structures. So entsteht eine Matrix aus Feldspatfragmenten, die durch unregelmäßige winkelige Kornformen und suturierte Korngrenzen gekennzeichnet ist. Die Korngrößen der Fragmente variieren sehr stark, und am Rand eines Katakklasites dominieren feinste Mineralbruchstücke (Bild 1 Abbildung 45 auf Seite 102). Die durch Katakklase entstandene Matrix vereinheitlicht ihre Korngröße durch Rekristallisation, bei der sich polygonale Körner mit glatten Korngrenzen bilden. Die Tatsache, daß durch Katakklase entstandene Fragmente rekristallisieren, ist ein Anzeichen dafür, daß die Katakklase bei hohen Temperaturen stattfand.

ABBILDUNG 44. Gefüge in den Graniten des östlichen Gneismantels

| | | |
|---|---|---|
| 1 | 2 | 1 Plagioklas mit komplexem Internbau, der durch die Interaktion von Katakklase im magmatischen Bereich und Verwachsung von Kristallfragmenten entstanden ist.. |
| 3 | 4 | |
| 5 | 6 | 2 Plagioklas mit book-shelf structures |
| 7 | 8 | |
| | | 3 Die Kalifeldspäte reagieren im hochtemperierten submagmatischen Bereich mit Bildung einer unvollständigen Mikroklinverzwillingung und durch perthitische Entmischung auf intrakristalline Deformation |
| | | 4 Mikroklin wird instabil. An Brüchen und Korngrenzen, die senkrecht zur Einengungsrichtung orientiert sind, entstehen Myrmekite. |
| | | 5 Synmagmatisch entstandene Brüche werden oft mit Quarz verfüllt. |
| | | 6 Katakklasite sind im magmatischen Bereich durch sehr gleichmäßige Korngrößen gekennzeichnet. Die Kristallfragmente werden von Quarzkristallen überwachsen. |
| | | 7 Muskovit wird nach seiner Kristallisation resorbiert, wodurch suturierte Korngrenzen entstehen, und von Kalifeldspat überwachsen. |
| | | 8 Zeilenquarz mit Schachbrettfelderung |



Neben Kataklyse und Rekristallisation ist der Mikroklinabbau ein wichtiger Mechanismus bei der Gneisbildung. Im Suunduk-Komplex wird er bevorzugt durch Albitisierung bewältigt, was darauf hindeutet, daß hier im Vergleich zum Dzhabyk-Komplex verstärkt Fluide zirkulierten. Statische und dynamische Myrmekite, Subkornrotation und Rekristallisation wirken außerdem wie im Kapitel 4.3 bereits beschrieben. So bilden sich heterogene Plagioklase mit zahlreichen Einschlüssen von Quarz, die bei anhaltender Deformation zu polygonalen, leicht in Schieferungsrichtung gelängten Kristallen rekristallisieren. In einigen Myloniten lassen sich noch Mikroklinrelikte und Pseudomorphosen von Plagioklas nach Mikroklin finden, die zeigen, daß die plagioklasreichen Mylonite aus einem mikroklinhaltigen Protolith entstanden sind (Bild 6 Abbildung 45 auf Seite 102).

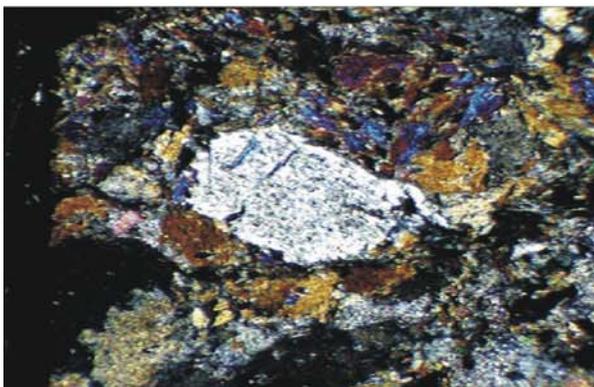
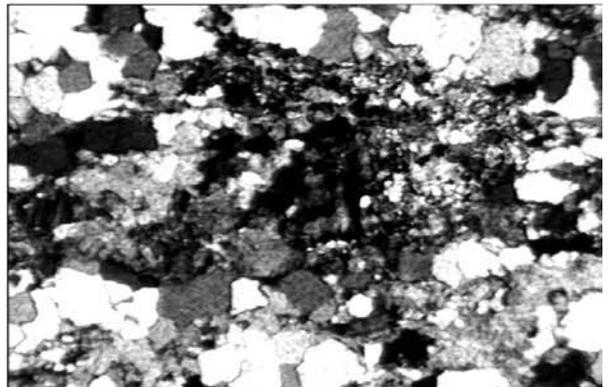
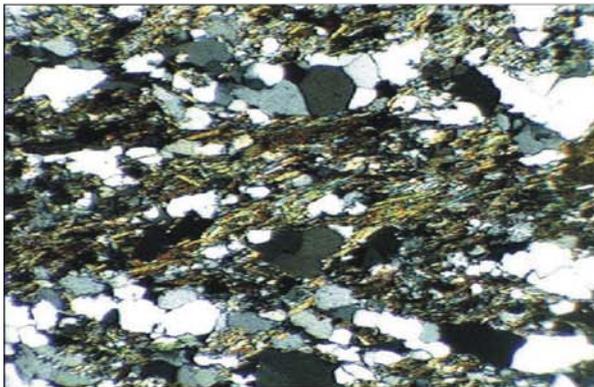
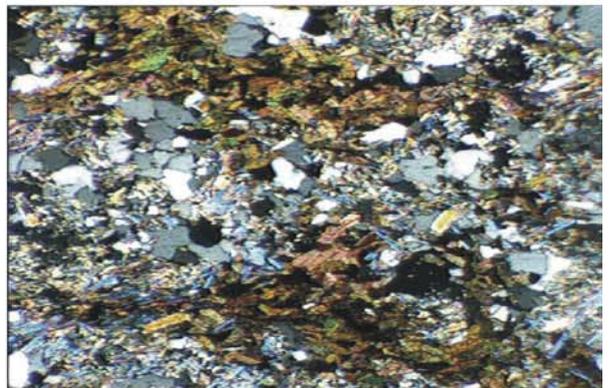
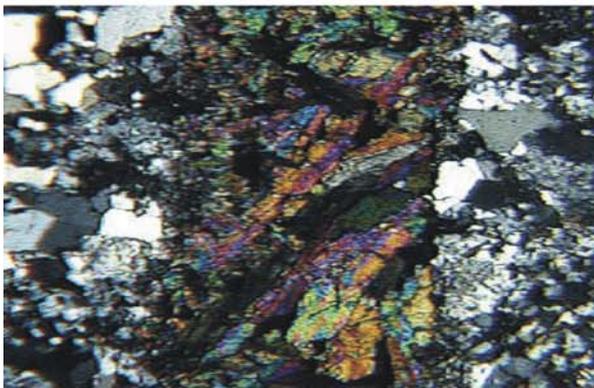
Quarze und Glimmer werden kaum von der Kataklyse erfaßt und rekristallisieren. Quarz bildet in bruchreichen Proben große Aggregate mit polygonalen Körnern, die durch die Anwesenheit von Fluiden entstehen. Außerdem entsteht Quarz bei der Myrmekitisierung. Die Quarze kristallisieren in Zeilengefügen und haben, wie im Dzhabyk, ihre Korngröße gegenüber dem Ausgangsgestein kaum verringert. In den Zeilenquarzen sind sowohl prismenparallele Subkörner als auch Subkörner mit Schachbrettfelderung zu finden, ein Anzeichen dafür, daß die Deformation über einen größeren Temperaturbereich anhielt. Je stärker eine Probe mylonitisiert ist, desto stärker dominieren die prismenparallelen Subkörner in den Zeilenquarzen (Bild 2 Abbildung 45 auf Seite 102). Biotit wird in den Myloniten chloritisiert. Biotit und Chlorit kristallisieren auf Scherbahnen (Bild 4, 5 Abbildung 45 auf Seite 102). In Ultramyloniten tritt Biotit nur untergeordnet auf, und Chlorit ist dominant. Bei zunehmender Mylonitisierung regeln sich die Scherbänder meist parallel zur Schieferungsrichtung ein und bilden glimmerreiche Lagen.

Granat wächst in Scherbahnen meist in der Umgebung basischer Xenolithe. Die Granate sind sehr gleichkörnig, frei von Brüchen und idiomorph.

In den Gneisproben sind häufig Brüche zu finden, die in großen Winkeln zur Schieferungsrichtung verlaufen. In diesen Brüchen kristallisieren Quarz, Biotit und Epidot (Bild 3 Abbildung 45 auf Seite 102). Die Füllung dieser Brüche wird von der Deformation erfaßt, sie rekristallisiert und wird geschiefert. In der Umgebung dieser makroskopisch sichtbaren Brüche bilden sich Scherbandgefüge aus, in denen die Scherbänder parallel zu den Bruchscharen verlaufen (Bild 5 Abbildung 45 auf Seite 102). Die Scherbänder bilden sich zeitgleich mit der Schieferung. So werden einerseits Zeilenquarzgefüge zerschert, andererseits überwachsen sie aber auch die auf den Scherbändern kristallisierten Chlorite in Schieferungsrichtung. Die Schieferung in den Gneisen wird durch das Wachstum von Quarzzeilengefügen und geregelten Glimmern gekennzeichnet.

ABBILDUNG 45. Mikrogefüge in Graniten, Gneisen und Xenolithen

- | | |
|---|---|
| 1 | 2 |
| 3 | 4 |
| 5 | 6 |
| 7 | |
- 1 Kataklysite, die im submagmatischen Bereich entstanden sind, sind durch ein sehr großes Korngrößenspektrum gekennzeichnet. Typisch sind Bereiche sehr geringer Korngröße, die grobe Kristallfragmente umgeben.
 - 2 Zeilenquarz mit prismenparallelen Subkörnern
 - 3 In Brüchen rekristallisiert Quarz, Biotit oder Epidot, in diesem Falle Epidot.
 - 4 Biotit kristallisiert in Scherbahnen und Brüchen.
 - 5 Anlage von Scherbandgefügen und syndeformative Kristallisation von Chlorit
 - 6 Mikroklin ist in Ultramyloniten nur als Relikt zu finden und wurde fast vollständig abgebaut.
 - 7 Andalusit sproßt in basischen Xenolithen.



Alle Mikrostrukturen, die in den Gesteinen des östlichen Gneismantels des Suunduk-Komplexes auftreten, dokumentieren daß die Deformation bei hohen Strain-Raten stattfand. So bildeten sich besonders viele Sprödstrukturen bei sehr hohen Temperaturen, bei denen das Gestein auch duktil hätte reagieren können. Das erklärt die Interaktion von Kataklyse und Rekristallisation sowie von Bruchbildung und Schieferung der Proben. Die Brüche ermöglichten eine gute Zirkulation von Schmelze und Fluiden, so daß der für den Suunduk-Komplex typische magmatische und metamorphe Lagenbau nicht nur im mesoskopischen sondern auch im mikroskopischen Bereich zu finden ist.

ABBILDUNG 46. Mineralbestand der Granite und Gneise

| Mineral | prädeformativ | syndeformativ | Bildung aus |
|-------------------------|---------------|---------------|---------------------|
| Plagioklas | | | Schmelze, Mikroklin |
| Kalifeldspat (monoklin) | | | Schmelze |
| Mikroklin | | | Kalifeldspat |
| Quarz | | | Schmelze, Mikroklin |
| Biotit | | | Schmelze |
| Muskovit | | | Schmelze, Biotit |
| Granat | | | Biotit |
| Ilmenit | | | Biotit |
| Andalusit | | | Xenolith |
| Chlorit | | | Biotit |

5.3.2. Vergneisung am Westrand des Suunduk-Plutons

Am Westrand des Suunduk-Komplexes fand die Vergneisung bei geringeren Deformationsbeträgen statt als am Ostrand. So wurden die Plagioklase nicht in der Schmelze zerschert, Glomero-crysten treten seltener auf als am Ostrand, fluid-relocation structures sind sehr selten. Die Mikrokline haben ein kontinuierliches Zwillingsgitter ausgebildet, Perthite treten nur gelegentlich auf, und Kataklyse spielt bei der Vergneisung nur eine untergeordnete Rolle. Stattdessen wird die Gefügeumwandlung durch Myrmekitisierung, Albitisierung, Subkornrotation und Rekristallisation bewältigt. Doch auch am Westrand des Suunduk hält die Deformation von der magmatischen Phase bis zur Grünschieferfazies an, und es bilden sich weitgehend mikroklinfreie Gneise mit einer kontinuierlichen parallelen Schieferung und groben Zeilenquarzgefügen.

5.3.3. Diskordante Gneise des Suunduk

Eine Sonderstellung nehmen die diskordanten Gneise des Suunduk-Komplexes ein. Sie sind sehr mikroklin- und muskovitreich, biotitarm und fast plagioklasfrei. In diesen Gneisen bildete sich zuerst eine O-W streichende Schieferung aus, die im Dünnschliff durch die Regelung von Muskoviten und Zeilenquarzen sichtbar wird. Diese Schieferung wird von einer NO-SW streichenden überlagert, die ebenfalls durch die Regelung von Zeilenquarzen und Muskoviten gekennzeichnet wird. In Bereichen wo sich die zweite Schieferung ausbildet, wird die erste ausgelöscht und ist so nur unvollständig erhalten. Auch in den diskordanten Gneisen wird Mikroklin durch Albitisierung, Myrmekitisierung und Subkornrotation abgebaut, so daß plagioklasreiche Mylonite entstehen.

5.3.4. Deformationsbedingungen

In den Orthogesteinen des Suunduk-Gneis-Komplexes ist die Anzahl von p,T-Markern, die Aufschluß über die Kristallisationsbedingungen der Magmen geben, beschränkt. So ist nur eine grobe Abschätzung der p,T-Bedingungen auf geringer Datenbasis möglich. Die Granite enthalten Muskovit als primäre Phase. Quarze mit Schachbrettfelderung zeigen an, daß sie im Hochquarzfeld gebildet wurden. Daraus läßt sich ableiten, daß die Schmelze bei mindestens 3,8 kbar und 650°C kristallisierte. Literaturangaben über die Wassersättigung der Magmen des Suunduk-Plutons gibt es nicht. Da aber die in der Literatur beschriebenen postkollisionalen Schmelzen der OUZ wasseruntersättigt waren, ist anzunehmen, daß das für die Magmen des Suunduk-Plutons auch gilt. Fershtater et al. (1997) geben die Wassersättigung der Magmen der großen Batholithe der OUZ als auch der später intrudierten Adamellite und Granite mit 0,4-0,6 an. Mit Hilfe dieser Daten wurde das Feld (a) in Abbildung 47 auf Seite 106 festgelegt, das bei 4-6 kbar und 670-690°C liegt.

Fluidaltexturen und synmagmatische Deformationsstrukturen zeigen an, daß die Magmen des Suunduk-Komplexes im Spätstadium der Kristallisation in Bewegung waren. Deshalb ist anzunehmen, daß sie nicht bei konstanten p,T-Bedingungen kristallisierten, sondern sich diese während des Aufstieges änderten. So bildet das Datenfeld (a) in Abbildung 47 auf Seite 106 nur einen Punkt im Kristallisationsraum der aufsteigenden Schmelze. Der Pfad von (a) nach (b) ist nicht durch Datenpunkte gestützt. Da die Granite aber als nicht vollständig kristallisierte Gesteine aufgestiegen sind, muß er oberhalb des Granit-Solidus verlaufen sein. Die Resorption von Muskovit in den Graniten ist ein Indiz dafür, daß beim Aufstieg der Stabilitätsbereich von Muskovit verlassen wurde. Schachbrettfelderung in submagmatisch rekristallisierten Zeilenquarzen zeigen, daß das Gestein nicht unter 600°C abkühlte. Es stieg isothermal in die Oberkruste auf.

Als Druck-Temperatur-Marker für die submagmatische Deformation ist das Auftreten von Zeilenquarzen mit Schachbrettfelderung sowie die Bildung von Andalusit in basischen Xenolithen zu nennen. Sillimanit fehlt in den Xenolithen, und Vorkommen von Sillimanit innerhalb des Suunduk-Komplexes werden auch in den russischen Arbeiten nirgends erwähnt. So ergibt sich der Datenpunkt (b) in Abbildung 47 auf Seite 106 für die hochtemperierte submagmatische Deformation im Andalusit- und Hochquarzfeld. Dieser Datenpunkt belegt, daß die Gesteine des Suunduk in flache Krustenbereiche von maximal 2 kbar (ca. 6 km) Tiefe aufstiegen, ohne dabei unter 600°C abzukühlen. Das Vorkommen zahlreicher Dykes im gesamten Granit-Gneis-Komplex läßt diesen p,T-Pfad plausibel erscheinen.

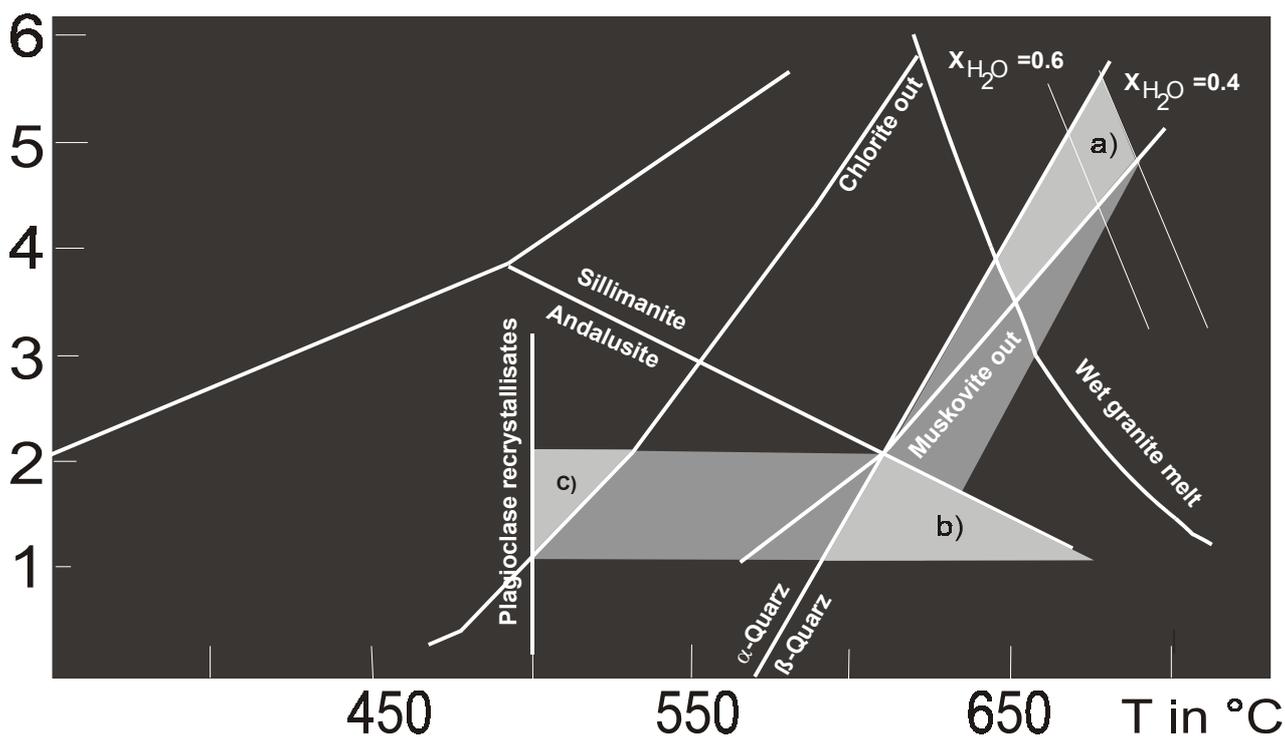
Die Platznahme der Gesteine erfolgte also in einem flachen Krustenniveau. Die Scherung hielt auch bei der Abkühlung des Gesteins an, so daß Mineralassoziationen entstanden, die für niedrigtemperierte Bereiche charakteristisch sind. Es bildete sich syndeformativer Chlorit gemeinsam mit Rekristallisaten von Plagioklas. Daraus ergibt sich der Datenpunkt (c) in Abbildung 47 auf Seite 106 bei Drücken von >1 kbar und Temperaturen von 500-530°C. Während der Abkühlung wurden die Gesteine nicht oder nur kaum exhumiert. Auf die isothermale Dekompression des Gesteinskomplexes folgte eine isobare Abkühlung.

Druckzwillinge in rekristallisiertem Plagioklas dokumentieren, daß die Scherung der Gesteine bis in Temperaturbereiche unter 500°C anhielt.

Der Aufstieg der Magmen des Suunduk-Komplexes erfolgte schnell und in einem Akt, nach ihrer vollständigen Kristallisation waren die Gesteine nur noch einer Tektonik ausgesetzt, die nicht zur Exhumierung der Gesteine führte. Ein solcher Abkühlpfad erscheint geologisch plausibel, denn er stimmt gut mit den Geländedaten überein, die die Intrusion von Magmen in eine aktive strike-slip Zone belegen.

ABBILDUNG 47. p,T-Pfad der Gesteine des östlichen Gneismantels des Suunduk-Komplexes

p in kbar



5.3.5. Zusammenfassung

Die Gesteine des Gneismantels des Suunduk-Komplexes sind Orthogesteine, die in Verbindung mit der Granitintrusion in eine aktive Scherzone entstanden sind. Granite haben zahlreiche symmagmatische Deformationsstrukturen konserviert, die die intensive Deformation der Schmelzen

bei deren isothermalestem Aufstieg in ein Krustenstockwerk von maximal 6 km Tiefe belegen. Die weiter anhaltende Scherung im submagmatischen Bereich erzeugte duktile Deformationsstrukturen bei der isobaren Abkühlung der Gesteine.

Die Vergneisung erfolgte am Ostrand des Suunduk-Komplexes bei besonders hohen Strainraten, so daß die Granite auch bei hohen Temperaturen mit Kataklyse und Bruchbildung auf die Deformation reagierten. Brüche bildeten sich in allen Maßstäben vom intragranularen Bereich bis zum mesoskopischen. Sie ermöglichten Fluiden zu zirkulieren. So ist es nicht verwunderlich, daß bei anhaltender Deformation Kalium in der Fluidphase aus dem Gestein abtransportiert wurde und Kalifeldspat instabil wurde. Die Vergneisung ist deshalb mit einem fast vollständigen Mikroklinabbau und der Rekristallisation von Plagioklas verbunden. Quarz, Epidot und Biotit kristallisierten in den Brüchen, wurden bei anhaltender Deformation der Bruchstrukturen transpositioniert und rekristallisierten. So bildeten sich am Ende der Gefügeentwicklung Ultramylonite mit parallelem Lagenbau. Sie sind frei von Mikroklin und durch grobe Zeilenquarzgefüge und biotit- bzw. chloritreiche Lagen charakterisiert.

Im westlichen Gneismantel des Suunduk fehlen synmagmatische Deformationsstrukturen und Anzeichen für synmagmatische Kataklyse fast völlig. So spiegeln auch die Mikrostrukturen den assymetrischen Aufbau des Suunduk-Komplexes wider.

Die störungsgebundene finale Exhumierung der Gesteine hinterläßt im Dünnschliffmaßstab keine Strukturen.

5.4. Geochemie

5.4.1. Allgemeine geochemische Eigenschaften

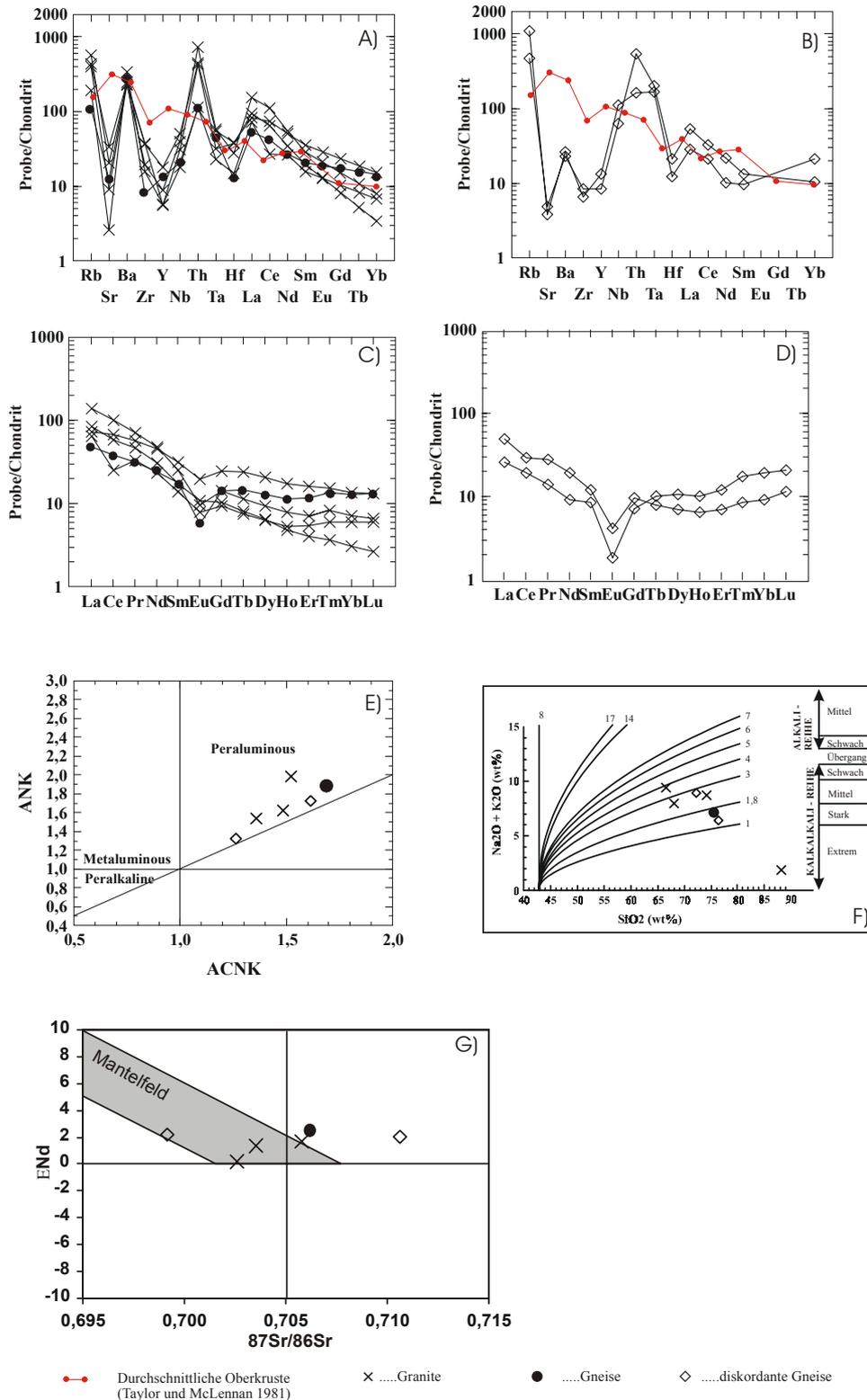
Aus dem Suunduk-Komplex wurden 4 Granite und drei Gneise geochemisch analysiert mit dem Ziel, Rückschlüsse auf deren Edukt zu ziehen (Anlagen 5.1 und 5.2).

Die geochemische Variabilität der Proben aus dem Suunduk-Granit-Gneis-Komplex ist viel höher als die der Proben aus dem Dzhabyk. Die SiO_2 -Gehalte liegen zwischen 66-89 wt%, die Al_2O_3 -Gehalte zwischen 5,8-15,4 wt%, die K_2O -Gehalte zwischen 1,8-6,4 wt% und die $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ -Gehalte zwischen 0,6-7 wt%. Alle Proben sind kalkalkalisch und stark peralumin (Diagramme e und f Abbildung 48 auf Seite 109).

LIL-Elemente sind gegenüber durchschnittlicher Oberkruste angereichert, in zwei Gneisproben sind aber Ba und Sr gegenüber durchschnittlicher Oberkruste abgereichert (Diagramme a und b Abbildung 48 auf Seite 109). Die chondritnormierten REE-Muster variieren stark in ihren Eigenschaften. Das Spektrum reicht von einer gleichmäßigen Abnahme aller REE über eine Abnahme an LREE bei gleichbleibenden Gehalten an MREE und HREE bis zu einer Abnahme von LREE und einer Anreicherung von HREE bei gleichbleibenden Gehalten an MREE (Diagramme c und d Abbildung 48 auf Seite 109). Die La_N/Yb_N -Verhältnisse sind niedrig und schwanken zwischen 1-30. In drei Proben treten negative Ce-Anomalien auf. Gemeinsam ist allen REE-Mustern lediglich eine ausgeprägte negative Eu-Anomalie (Eu/Eu^* 0,2-0,7). Eine negative Nb, Ta-Anomalie ist in fünf Proben ausgeprägt und fehlt in zwei Proben. Alle Proben sind an Y, Zr und Hf abgereichert. Die Zr/Hf-Verhältnisse der Proben liegen zwischen 13-36, die Th/U-Verhältnisse zwischen 1,3-7, die Sr/Ba-Verhältnisse zwischen 0,03-0,71.

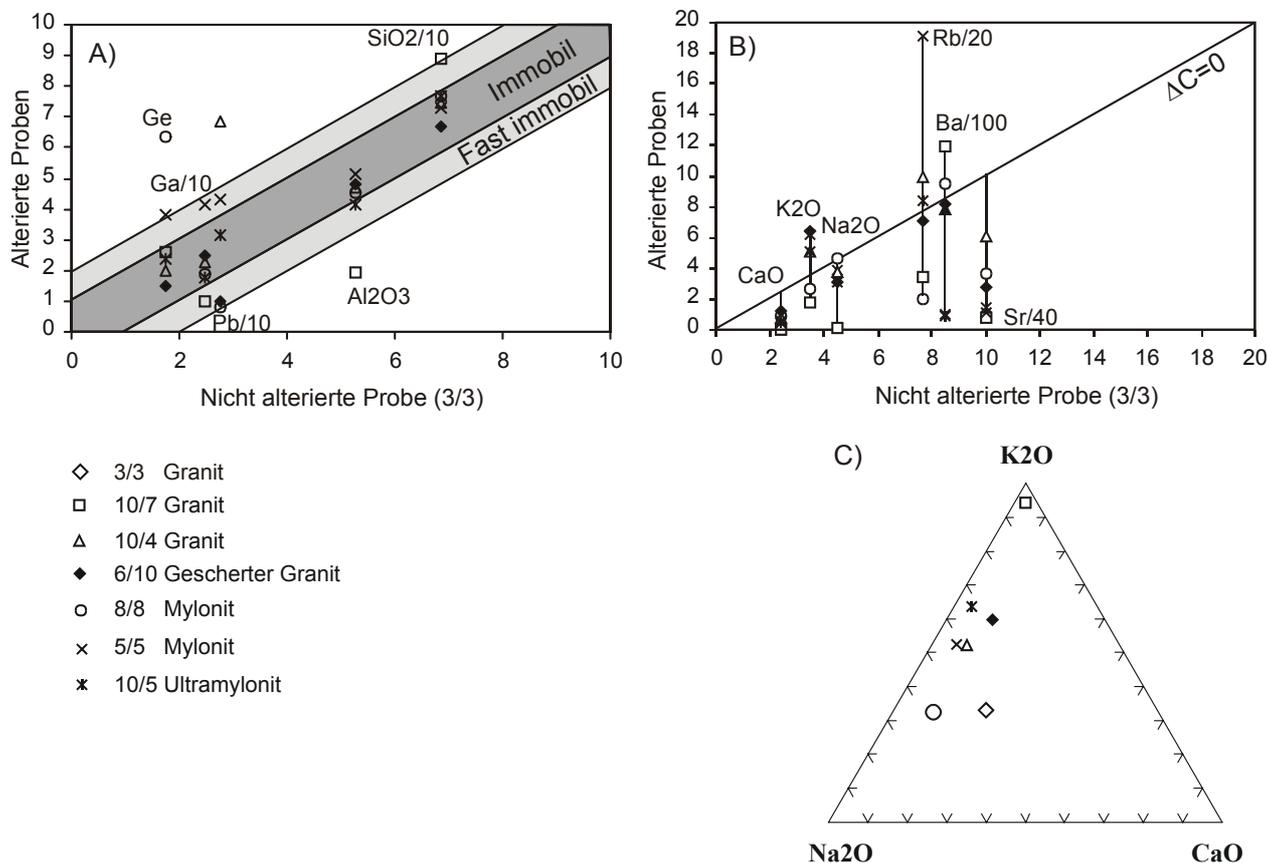
Alle Proben haben positive initiale ENd-Werte zwischen 0-2,5. Die initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse schwanken zwischen 0,698-0,71 (Diagramm g Abbildung 48 auf Seite 109). In einer Probe ist die initiale Sr-Isotopie niedriger als im basaltischen Achondrit (BABI), die als niedrigste mögliche Sr-Isotopie des Sonnensystems gilt. Ein so niedriges Isotopien-Verhältnis kann durch Entwicklung in einem Magmenreservoir nicht entstehen. Es kann durch sekundäre Alterationen verursacht worden sein. Es kann aber auch dadurch hervorgerufen werden, daß das angenommene Alter der Probe nicht mit deren wahren Alter übereinstimmt. Die Intrusiva des Suunduk-Komplexes entstanden durch lit-par-lit Intrusionen. Das heißt, jeder einzelne Dyke präsentiert einen Magmenschub, der jünger oder älter sein kann als die Gesteine im Nachbadyke. Tschaiko (1962) datierte die meisten Intrusiva des Suunduk-Komplexes mit 290 Ma, einzelne Proben ergaben aber 250 Ma. Die Rückrechnung der Sr-Isotopien aller Proben wurde auf 290 Ma vorgenommen. Eine Rückrechnung auf ein jüngeres Alter ergäbe für die betroffene Probe eine deutlich höhere Sr-Isotopie.

ABBILDUNG 48. Geochemische Signaturen der Proben des Suunduk-Granit-Gneis-Komplexes: a) Spurenelementverteilung von Graniten und Gneis, b) Spurenelementverteilung diskordanter Gneise, c) REE-Muster von Graniten und Gneis sowie d) von diskordanten Gneisen e) A/CNK zu A/NK-Diagramm nach Maniar und Piccoli (1989), f) Alkalinitäts-Index nach Rittmann (1981) g) Sr-Nd-Isotopien



5.4.2. Heterogenitäten der geochemischen Signaturen

ABBILDUNG 49. Anreicherung und Abreicherung von ausgewählten Elementen, die bei der Metamorphisierung der Gneise a) immobil und b) mobil sein sollten nach Gresens (1967), c) Na₂O, K₂O und CaO-gehalte der Proben im Dreiecksdiagramm- eine Korrelation der Gehalte leicht mobilisierbarer Elemente mit dem Deformationsgrad der Proben ist nicht erkennbar



Die Proben des Suunduk-Komplexes zeigen in ihren geochemischen Signaturen starke Heterogenitäten, die primäre aber auch sekundäre Ursachen haben können. Die Gesteine sind in eine aktive Scherzone intrudiert und dabei metamorphisiert worden. Im Dünnschliff ist erkennbar, daß bei der Metamorphose Kalifeldspat in Plagioklas und Biotit in Chlorit umgewandelt wird. Sekundär entstandene Schwankungen im Chemismus der Gesteine sollten mit diesen Mineralreaktionen in Verbindung zu bringen sein.

Um herauszufinden, welche Elemente bei der Metamorphose immobil bzw. mobil waren, soll die ISOCON-Methode von Gresens (1967) angewendet werden. Als Referenzprobe wird die Probe 3/3 verwendet, die dem Ostrand des Massivs von Butak entstammt. Da alle Gesteine zu über 90% aus Quarz und Feldspat bestehen, soll davon ausgegangen werden, daß ihre Dichte gleich ist. Schwankungen im Anteil von Glimmern und Schwermineralen würden nur eine Dichteänderung im 1/100 g/cm³-Bereich erzeugen. Bei gleicher Dichte von alteriertem und nicht alteriertem Gestein liegen alle immobil Elemente auf einer Geraden mit dem Anstieg 1. Das heißt für alle Konzentrationen c immobil Elemente i gilt:

$$c_i^{\text{Granit}} = c_i^{\text{Gneis}} \quad (\text{GL 6})$$

Bei Anwendung der Gresens-Methode (Anlage 5.4) zeigt sich, daß es im Suunduk-Komplex keine immobilten Elemente gibt. Die Al_2O_3 -Gehalte schwanken um 70%, die SiO_2 -Gehalte um 30% (Diagramm a Abbildung 49 auf Seite 110). Wäre die Ursache für die geochemischen Heterogenitäten im Suunduk-Komplex eine einfache Ionenaustauschreaktion wie die Umwandlung von Orthoklas in Albit, müßten SiO_2 und Al_2O_3 immobil sein, denn diese Elemente bilden das Silikatgerüst eines Quarz-Feldspat-Gesteins. Die hohen Schwankungen im Al_2O_3 - und SiO_2 -Gehalt müssen primäre Ursachen haben oder durch die Zirkulation von SiO_2 -reichen Phasen im spät- bzw. postmagmatischen Stadium der Intrusion hervorgerufen worden sein. Eine sehr hohe Anzahl von Quarzgängen, die bei der Geländeaufnahme angetroffen wurde, zeigt, daß der zweite Mechanismus zumindest teilweise von Bedeutung gewesen sein muß.

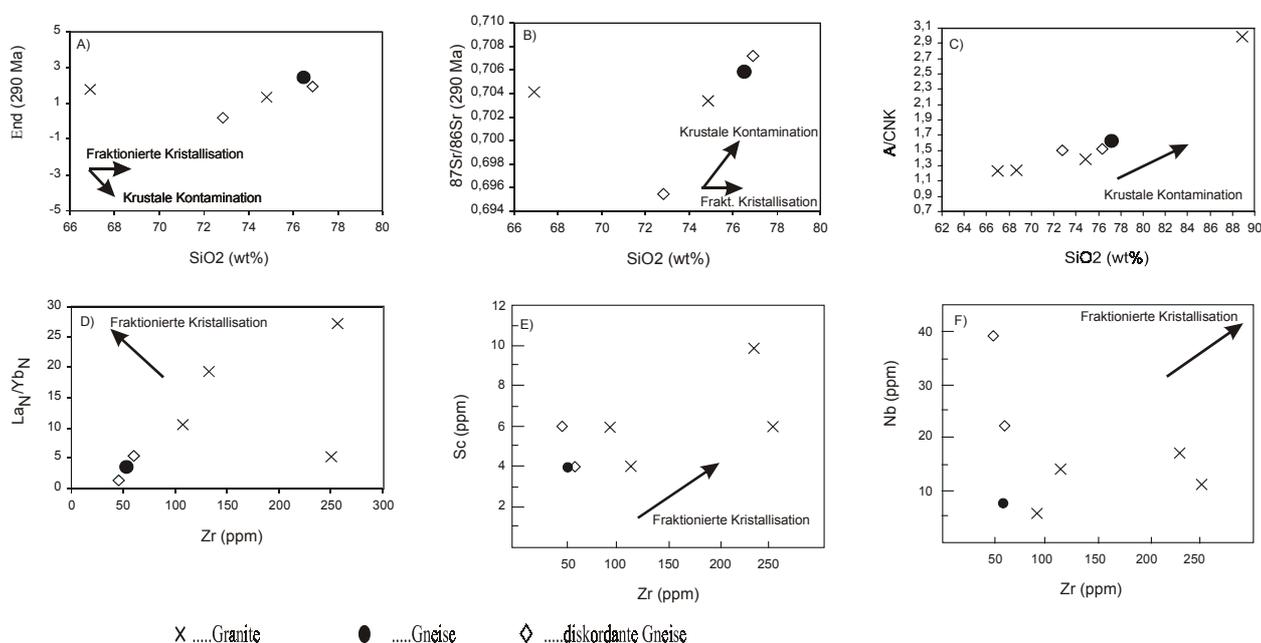
Die Anreicherung leicht mobilisierbarer Alkali- und Erdalkali-Elemente gegen die Referenzprobe ist in Diagramm b der Abbildung 49 auf Seite 110 dargestellt. Eine steigende An- bzw. Abreicherung dieser Elemente mit zunehmendem Deformationsgrad der Proben wie im Dzhabyk kann hier nicht festgestellt werden. K_2O , Rb und Ba sind in den Gneisen gegenüber den Graniten sowohl ab- als auch angereichert. CaO, Na_2O und Sr sind zwar immer abgereichert, der Grad der Abreicherung korreliert aber nicht mit dem Deformationsgrad der Proben (Diagramm c Abbildung 49 auf Seite 110). Die stark schwankenden Gehalte an Alkali- und Erdalkali-Elementen können deshalb nicht ausschließlich auf die Metamorphose zurückgeführt werden. Aus Dünnschliffen ist aber bekannt, daß diese Elemente bei der Metamorphose mobil gewesen sein müssen. Sie eignen sich deshalb nicht, um Aussagen über den Primärchemismus der Gesteine abzuleiten.

Die variablen geochemischen Eigenschaften der Gesteine des Suunduk-Komplexes lassen sich nicht auf deren einfache retrograde Metamorphose zurückführen, sondern müssen durch Prozesse verursacht worden sein, die den Chemismus des Magmas beeinflußt haben. Variable geochemische Signaturen in einem Gestein können die Folge von Fraktionierungsprozessen oder krustaler Kontamination in einem Magma sein oder durch Aufschmelzung eines heterogenen Eduktes zustande kommen. Um die Wirkung dieser Prozesse rekonstruieren zu können, müssen Elemente betrachtet werden, die bei sekundären Veränderungen im Gestein möglichst immobil waren. Das ist besonders von REE und HFSE-Elementen zu erwarten.

Zur Veranschaulichung einer möglichen Fraktionierung von Elementen bei der Kristallisation, wurden die Gehalte ausgewählter Spurenelemente gegen die Zr-Gehalte der Proben aufgetragen. Hohe Variabilitäten treten in den Nb-Gehalten der Proben auf. Nb ist ein inkompatibles Element und muß bei gemeinsamer Fraktionierung eine positive Korrelation mit den Zr-Gehalten zeigen. In den Proben des Suunduk-Komplexes korrelieren Nb- und Zr-Gehalte der Proben überhaupt nicht miteinander (Diagramm f Abbildung 50 auf Seite 112). Das gleiche gilt für die LREE/HREE-Verhältnisse, die bei fraktionierter Kristallisation negativ mit den Zr-Gehalten korrelieren müßten (Diagramm d Abbildung 50 auf Seite 112). Zr, Hf und Sc haben ähnliche geochemische Eigenschaften und werden gemeinsam fraktioniert. Hohe Schwankungen in den Zr/Hf- und Zr/Sc-Verhältnissen der Proben unterstreichen, daß fraktionierte Kristallisation als Ursache für die heterogenen geochemischen Signaturen im Suunduk-Komplex keine wesentliche Rolle gespielt haben kann (Diagramm e Abbildung 50 auf Seite 112 und Anlage 5.2).

Der Einfluß krustaler Kontamination auf den Chemismus der Proben wird besonders in den Nd- und Sr-Isotopen eines Gesteinskomplexes sichtbar. Im Suunduk-Komplex treten Variationen besonders in den Sr-Isotopen der Proben auf. Die initialen Sr-Isotopen der Proben steigen mit deren SiO₂-Gehalt an (Diagramm b Abbildung 50 auf Seite 112). Ein solcher Trend läßt sich zum Beispiel durch Mischung einer Mantelschmelze mit älterem krustalen Material erklären. Das gleiche gilt für die Aluminosität der Gesteine, die mit steigendem SiO₂-Gehalt zunimmt (Diagramm c Abbildung 50 auf Seite 112). Aluminium reichert sich gegenüber Alkalien besonders in Sedimenten bei deren chemischer Verwitterung an. Die ENd-Werte sind dagegen relativ konstant und unabhängig vom SiO₂-Gehalt der Proben. Sie sprechen dagegen, daß ein juveniles Magma durch Magmenmischung oder Assimilation alten krustalen Materials verändert wurde (Diagramm a Abbildung 50 auf Seite 112). Wie läßt sich dieser gegenläufige Trend erklären? Im Kapitel 6 wird noch ausführlich darauf eingegangen, daß in der OUZ Sedimente existieren, die die gleiche Krustenverweildauer und die gleichen Nd-Isotopen wie die Gesteine des Dzhabyk- und Suunduk-Komplexes haben. Bei und nach ihrer Entstehung durch Verwitterung und Ablagerung in einem marinen Milieu veränderten diese Sedimente ihre Nd-Isotopie nicht, denn Sm und Nd werden auf Grund ihres sehr ähnliche geochemischen Verhaltens gemeinsam an- oder abgereichert (Clarke 1992). Die Gehalte an Rb, Sr, Al₂O₃, SiO₂ und Alkalien werden aber durch chemische Verwitterung verändert und somit auch die Aluminosität und im Laufe der Zeit die Sr-Isotopie der Sedimente. Unter dieser Voraussetzung spiegeln steigende A/CNK und Sr-Isotopen bei steigenden SiO₂-Gehalten im Gestein dessen erhöhten sedimentären Anteil am Edukt wider. Die Kontamination der Schmelze mit älterer kontinentaler Kruste kann aber ausgeschlossen werden.

ABBILDUNG 50. Primäre Unterschiede in den geochemischen Eigenschaften der Proben des Gneismantels des Suunduk-Komplexes a)-c) Einfluß krustaler Kontamination auf die Isotopen und A/CNK der Proben, d)-f) Einfluß fraktionierter Kristallisation auf Gehalte an ausgewählten Spurenelementen



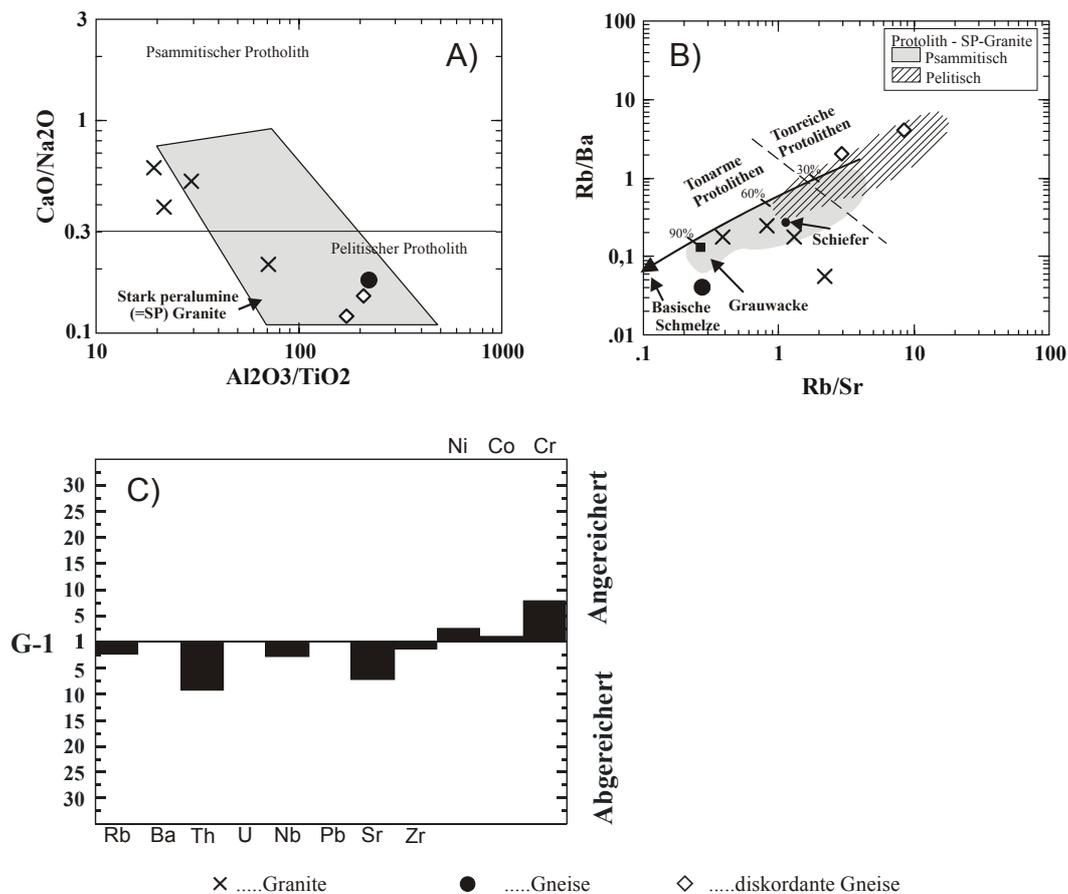
Der heterogene Chemismus der Proben des Suunduk-Komplexes läßt sich nicht auf sekundäre Prozesse wie Metamorphose und fraktionierte Kristallisation zurückführen. Deshalb ist von der Aufschmelzung eines heterogenen Edukts auszugehen, das unter anderem unterschiedliche Anteile

sedimentärer Komponenten enthielt. Da der Suunduk-Komplex in eine aktive Scherzone eindrang, nutzten die Magmen ein Netz von Dykes und stiegen in zahlreichen separaten Magmenpulsen als lit-par-lit Intrusionen auf. Die Anlage einer großvolumigen Magmenkammer, in der sich die heterogenen Schmelzen mischen konnten, war bei diesem Aufstiegsmechanismus nicht möglich.

5.4.3. Rekonstruktion des Edukts

Die positiven ENd-Werte, die trotz hoher Variationen im Chemismus in allen Proben einheitlich sind, sprechen in Übereinstimmung mit den geochemischen Daten aus dem Dzhabyk-Pluton für die Herkunft der Schmelzen aus einem juvenilen krustalen Magmenreservoir. Die geochemischen Signaturen der Proben zeigen Eigenschaften, die typisch für Inselbogengesteine sind. So sind in den Proben inkompatible Elemente gegenüber dem Durchschnittsgranit G1 (Mason und Moore 1985) ab-, kompatible Elemente angereichert (Diagramm c Abbildung 51 auf Seite 113). Alle Proben sind kalkalkalisch, haben für Inselbögen typische primitive Nd- und Sr-Isotopien und eine Anreicherung an LIL-Elementen. Negative Nb, Ta-Anomalien treten in 5 Proben auf und negative Ce-Anomalien, die nur aus Inselbogengesteinen bekannt sind, in 3 Proben.

ABBILDUNG 51. A) und B) Diskriminanz der sedimentären Komponente der Edukte nach Sylvester (1998), c) An- und Abreicherung ausgewählter Spurenelemente der Probe 5/5 gegenüber dem Standardgranit G-1 nach Mason und Moore (1985)



Eine sedimentäre Komponente im Edukt äußert sich im peraluminen Charakter der Proben sowie in hohen SiO_2 -Gehalten, die mit niedrigen $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2+\text{MgO}$ -Gehalten gekoppelt sind. Eine Zuordnung zu einem psammitischen oder pelitischen Protolith dieser Komponente erfolgte mit Hilfe der Diskriminanzdiagramme von Sylvester (1998). Die Granite zeigen Eigenschaften einer aus tonarmen Sedimenten generierten Schmelze, wie hohe $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnisse und niedrige Rb/Ba - und Rb/Sr -Verhältnisse. Die Gneise haben Eigenschaften einer aus pelitischen Sedimenten generierten Schmelze (Diagramme a und b Abbildung 51 auf Seite 113). Sie haben niedrige $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ - Rb/Ba - und Rb/Sr -Verhältnisse. Zu berücksichtigen ist, die Mobilität aller verwendeten Elemente bei der Metamorphose der Gesteine. Da Myrmekitisierung eine Abreicherung von K und Rb und eine Anreicherung von CaO, Na_2O , Ba und Sr im Gestein bewirkt, wandern stark metamorphe Proben in Richtung des Koordinatenursprungs des Diagrammes b der Abbildung 51 auf Seite 113. Solche Mobilitäten können die Ursache dafür sein, daß 2 Proben im Diagramm a) im pelitischen Feld, im Diagramm b) aber im psammitischen Feld liegen.

Besonders auffällig sind die Abweichungen des Elementverteilungsmusters der ältesten diskordant zur Scherzone liegenden Gneise von dem der Granite. Die Elemente Sr, Ba und Eu sind in den Proben stark abgereichert, was dafür spricht, daß kein Plagioklas mit aufgeschmolzen wurde. Entweder blieb er im Residuum zurück oder er war im Ausgangsgestein nicht vorhanden. Außerdem fehlt den Proben die negative Nb, Ta-Anomalie. Das niedrige MgO/MnO -Verhältnis der Proben (0,7-7) ist nach Maniar und Piccoli (1989) charakteristisch für anorogene Granite (Anlage 5.5). Diese Charakteristika spiegeln den Anteil einer dritten anorogenen Komponente am Edukt wider. In ihrer Nd-Isotopie stimmen diese Gesteine gut mit den anderen Proben überein, das heißt, auch sie wurden aus juvenilem Material generiert.

5.4.4. Tektonomagmatische Diskriminanz

Granite und Gneise aus dem Gneismantel des Suunduk-Komplexes lassen sich auf Grund ihres hohen Differentiationsgrades den spätorogenen Magmatiten zurechnen. Sie haben hohe Gehalte an SiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , Rb und Th und niedrige $\text{FeO}_v/\text{FeO}_t+\text{MgO}$ -Verhältnisse, niedrige Nb und Y-Gehalte. In den tektonomagmatischen Diskriminanzdiagrammen von Pearce et al. (1984) liegen die Proben meist im Feld orogener Granite (Diagramme b-e Abbildung 52 auf Seite 115), in den Diskriminanzdiagrammen von Maniar und Piccoli (1989) im postorogenen Feld (Diagramme f,g Abbildung 52 auf Seite 115). Im Multikationenschema von Batchelor und Bowden (1985) folgen die Proben einem spätorogenen Trend (Diagramm a Abbildung 52 auf Seite 115).

5.4.5. Zusammenfassung

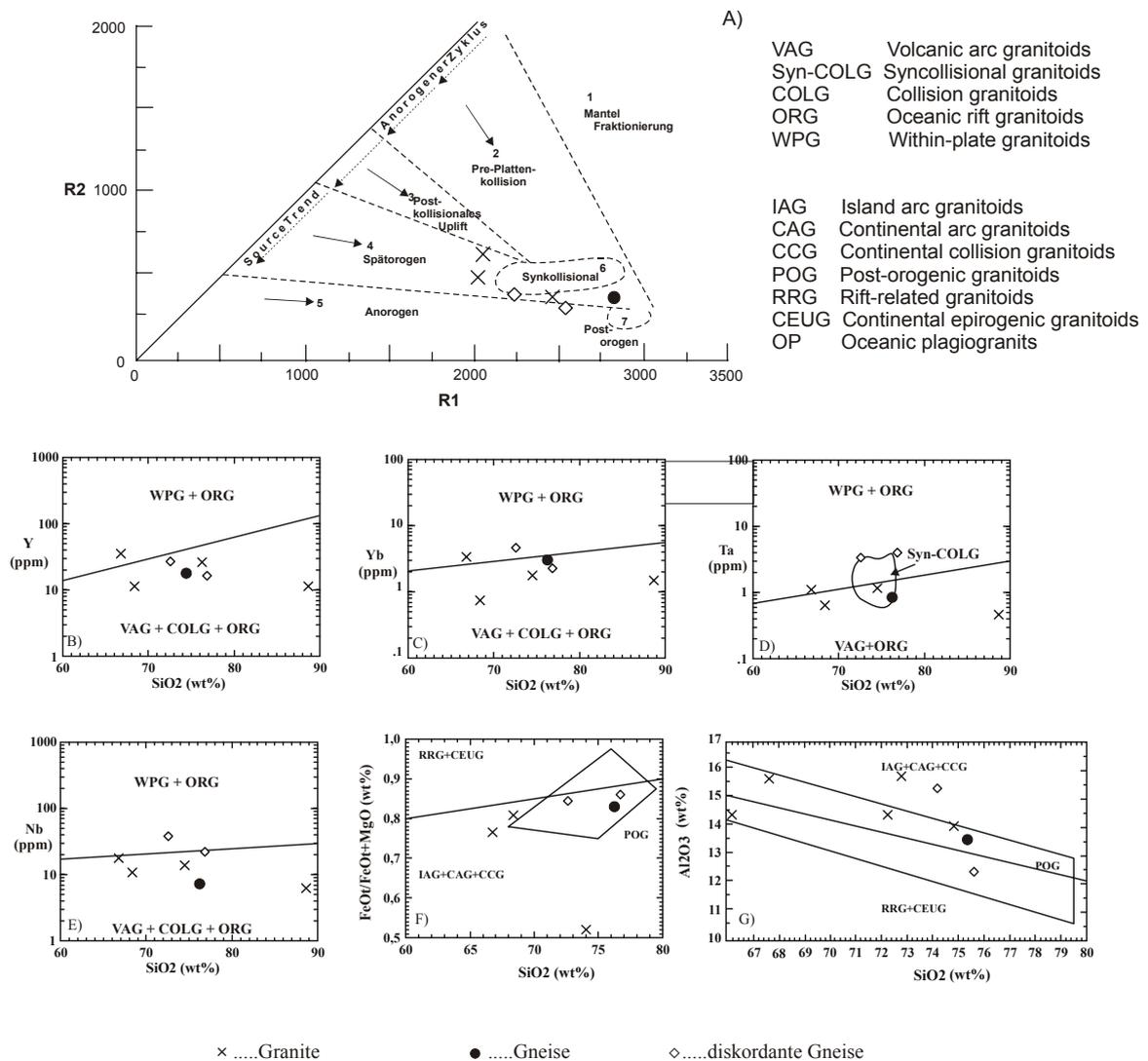
Trotz einer geringen Datenbasis lassen die beprobten Gesteine einige grundsätzliche Aussagen über die geochemischen Eigenschaften der Intrusiva des Gneismantels des Suunduk-Komplexes zu.

Alle untersuchten Proben entstammen einer juvenilen krustalen Magmenquelle, die typische Eigenschaften von Inselbogengesteinen hat. Am Edukt sind Komponenten von Inselbogenmagmatiten und psammitischen sowie pelitischen Sedimenten beteiligt, die wahrscheinlich Abtragungsprodukte dieses Inselbogens waren. Die Schmelzen wurden im postkollisionalen Stadium

der Uralorogenese generiert. Die geochemischen Signaturen der untersuchten Proben weisen bemerkenswerte Heterogenitäten auf, die sich nicht durch Metamorphose oder fraktionierte Kristallisation erklären lassen. Deshalb muß angenommen werden, daß sie primäre Ursachen haben. So ist davon auszugehen, daß die Gesteine des Suunduk-Komplexes keiner einheitlichen großvolumigen Magmenkammer entstammen. Die für den Ostrand des Suunduk-Komplexes typischen lit-par-lit Intrusionen erfolgten in zahlreichen kleinvolumigen Magmenschüben, so daß die Anlage einer großen Magmenkammer nicht möglich war.

Die Proben des Suunduk-Komplexes einschließlich der ältesten Gesteinseinheiten, der diskordanten Gneise, haben eine Krustenverweildauer von ca. 900 Ma. Das zeigt, daß sie keinem kontinentalen Basement entstammen können.

ABBILDUNG 52. Tektonomagmatische Diskriminanzdiagramme: a) Multikationenschema von Batchelor und Bowden (1985), b-e) Tektonomagmatische Diskriminanzdiagramme von Pearce et al. (1984) und f)-g) von Maniar und Piccoli (1989)



5.5. Aufstiegs- und Deformationsgeschichte des Suunduk-Komplexes

Alle Gesteine des Suunduk Granit-Gneis-Komplexes sind Orthogesteine oder mit diesen assoziierte Xenolithe. Sie sind aus Inselbogenmaterial generiert worden, das eine Krustenverweildauer von ca. 1 Ga hatte. Sie bilden juvenile kontinentale Kruste.

Der asymmetrische Aufbau des Suunduk-Komplexes sowie sehr flach einfallende Streckungslineare belegen, daß Magmen sich im Westen einer aktiven Blattverschiebungszone ansammelten und ist ein Indiz dafür, daß diese Magmen aus Westen in die Scherzone intrudierten. Da die OUZ in der postkollisionalen Phase der uralidischen Entwicklung als strike-slip Zone fungierte, läßt sich daraus schließen, daß sowohl Granite als auch stark metamorphisierte Gneise späturnalidisch intrudiert sind. Die Intrusion erfolgte als lit-par-lit Intrusion in ein Netz von Dykes, das kohärent zum regionalen Spannungsfeld orientiert war. Die Dykes liegen parallel zu dem konjugierten Flächensystem, daß sich im Suunduk während der Scherbewegungen ausbildete. Eine Flächenschar streicht N-S und fällt fast senkrecht ein, die andere streicht NW-SO und fällt mit ca. 20° nach Süden.

Der Magmenaufstieg durch Dykes geht viel schneller vonstatten als durch Diapire. So können schon geringe Schmelzvolumina dem Aufschmelzgebiet entkommen, ohne zu erstarren. Es ist nicht nötig, daß sich vor dem Aufstieg eine große Magmenkammer bildet, in der sich die Magmen mischen und homogenisieren (Abbildung 53 auf Seite 117). Daraus erklärt sich, daß die Gesteine des Suunduk-Komplexes einen viel heterogeneren Chemismus haben als die des Dzhabyk-Komplexes. Die Schmelzen stiegen nicht als einheitlicher Körper auf, sondern in vielen Impulsen. Die magmatische Aktivität im Suunduk-Komplex hielt nach Tschaiiko (1962) in Shenderowitsch (1965) von 330-250 Ma an. Eigene Altersdaten konnten auf Grund komplizierter Probenahme- und Transportbedingungen leider nicht erarbeitet werden.

Da die Schmelzen in eine aktive Scherzone intrudierten, bildeten sich zahlreiche synmagmatische Deformationsstrukturen und N-S streichende Fluidaltexturen aus. Nach der Erstarrung wurden die Gesteine weiterhin geschert, Brüche bildeten sich, in die wiederum neue Magmen intrudierten usw. So entstand der für den Gneis-Komplex von Suunduk typische Lagenbau, wobei die Kontakte zwischen einzelnen Lagen intrusiv sind und einzelne Lagen einen konstanten Deformationsgrad aufweisen.

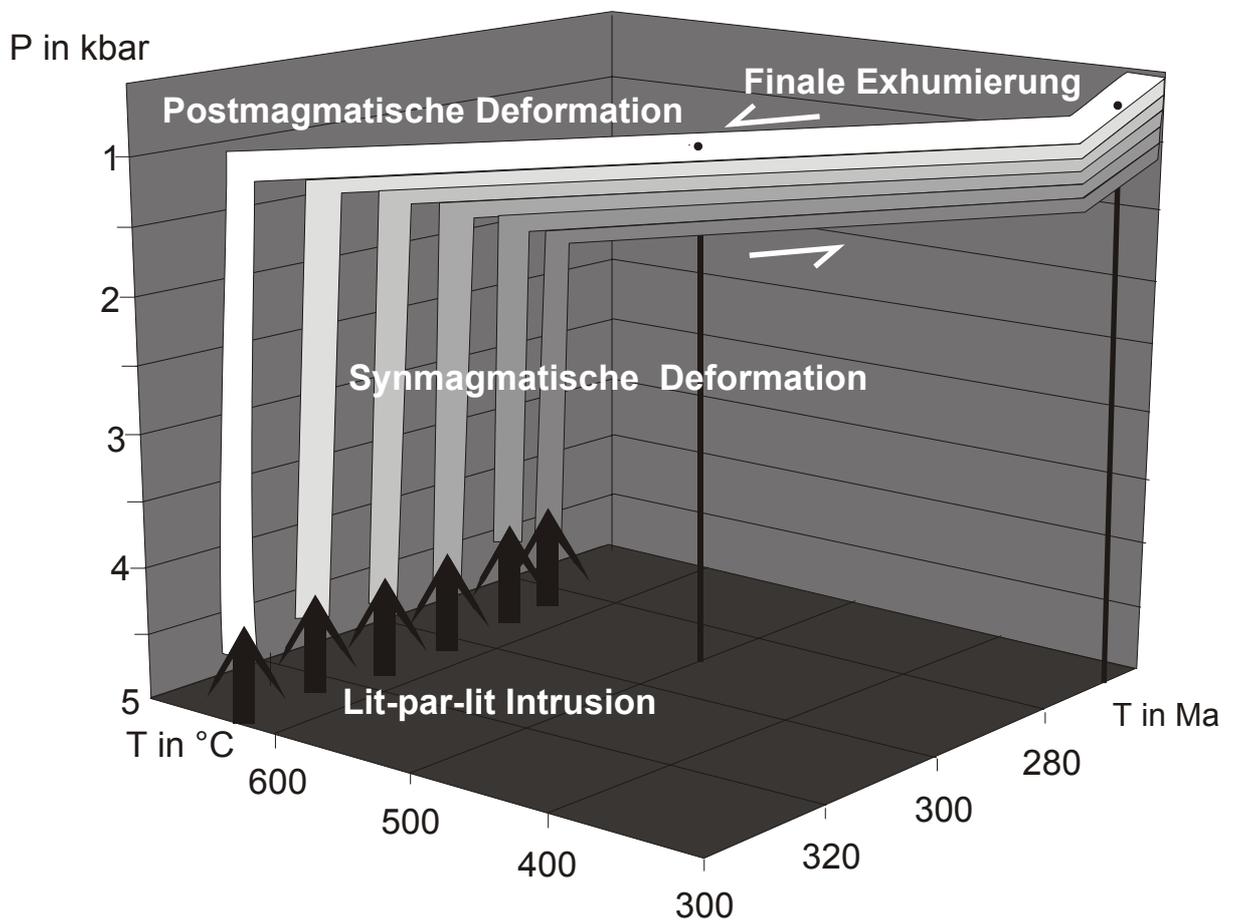
Die Platznahme und Abkühlung der Magmen fand in einer Tiefe von ca. 5 km statt. Die Scherung setzte sich während der Abkühlung bis in den oberen grünschieferfaziellen Bereich fort, so daß metamorphe Mineralassoziationen und Gefüge entstanden (Abbildung 53 auf Seite 117). Sinistrale Schersinnindikatoren weisen auf den Bewegungssinn in der Scherzone hin, Kalifeldspat wurde in Plagioklas umgewandelt und Biotit in Chlorit. Die Gefüge rekristallisierten vollständig. Als Resultat dieser Scherung im submagmatischen Bereich entstanden feinkörnige Ultramylonite mit kontinuierlicher paralleler Schieferung.

Im Niedrigtemperatur-Bereich scheinen die Scherbewegungen nachgelassen zu haben, denn dem Temperaturbereich <500°C lassen sich nur Druckzwillinge von Plagioklas zuordnen aber keine Sprödstrukturen.

Die finale Exhumierung des Gesteinskomplexes erfolgte an Störungen, deren Striemung steil einfällt. Dazu stellte sich die Bewegungsrichtung von horizontal auf vertikal um.

Die Strukturen im Suunduk-Granit-Gneis-Komplex wurden besonders durch das regionale Spannungsfeld der OUZ geprägt. So hat der Komplex eine N-S gelängte asymmetrische Form, die Intrusion erfolgte durch Dykes, die parallel zur Scherzone orientiert waren. Die postmagmatische Deformation wurde ebenfalls durch Scherung an der strike-slip Zone verursacht, so entstanden flach nach Süden einfallende Streckungslineare und eine N-S streichende steilstehende Foliation. Strukturen, die durch die Aufstiegsdynamik des Magmas entstanden, sind im Suunduk-Komplex nur untergeordnet zu finden. So ist im Gneismantel immer der Teil des konjugierten Schersystems am stärksten entwickelt, der parallel zum jeweiligen Plutonrand verläuft. Die Sedimente des Intrusionsrahmens fallen vom Pluton weg. Der Rahmen ist aber weit weniger aufgedommt worden als im Dzhabyk, so daß Serpentinite und Amphibolite im Rahmen weitgehend fehlen.

ABBILDUNG 53. Temperatur-Druck-Zeit-Pfad des Suunduk-Komplexes



Der geologische Rahmen der Granit-Gneis-Komplexe

6.1. Einleitung

Bei der Arbeit in den Granit-Gneis-Komplexen zeigte sich, daß die Gneise entgegen den bisherigen Beschreibungen in der Literatur nicht Intrusionsrahmen der Granite sein können. Kontaktmetamorphe Mineralbildungen sind stattdessen am äußeren Rand der Gneiskomplexe zu finden.

Somit stellte sich, während das Projekt bearbeitet wurde, die Frage nach dem eigentlichen Intrusionsrahmen. Die Untersuchungen mußten auf Bereiche der OUZ außerhalb der Granit-Gneis-Komplexe ausgedehnt werden, wofür aber weder Zeit noch finanzielle Mittel eingeplant waren. Deshalb konnte der Intrusionsrahmen nur an wenigen Stellen punktuell beprobt werden, eine umfangreiche Bearbeitung war nicht möglich. In der Literatur existieren kaum Veröffentlichungen über den Aufbau der südlichen OUZ außerhalb der Granit-Gneis-Komplexe. Auf Grund der geringen Datendichte ist eine ausführliche Analyse des Aufbaus der OUZ zur Zeit nicht möglich. Da Kenntnisse über den Rahmen der Granit-Gneis-Komplexe aber sehr wichtig sind, um deren Entstehungsgeschichte richtig interpretieren zu können, soll das zur Verfügung stehende Datenmaterial genutzt werden, um jene Kruste zu charakterisieren, in die die Kontinentalkomplexe intrudiert sind.

6.2. Der Intrusionsrahmen

6.2.1. Die Sedimente

Die OUZ außerhalb der Granit-Gneis-Komplexe besteht aus Sedimenten und metamorphen Basiten bzw. Ultrabasiten. Das Alter der sedimentären Ablagerungen reicht vom Mitteldevon bis ins Oberkarbon. Genaue stratigraphische Zuordnungen sind nur in Kalksteinbänken mit Fossilführung möglich. Shalaginow (1984) hat im Anhang an seine Karte zwei stratigraphische Profile für die OUZ erstellt, eins bei Amurskii westlich des Suunduk-Komplexes und eines für das Gebiet südlich des Dzhabyk-Doms. Beide Profile zeigen eine marine Sedimentationsabfolge mit Mächtigkeiten von 5,3 bzw. 2,8 km. Sie zeichnen sich durch einen Wechsel von fein- und mittelklastischen sowie kalkigen Sedimenten aus. Der größte Teil des Profiles wird von klastischen Sedimenten eingenommen, deren Korngrößenspektrum vom Tonschiefer bis zum Grobsandstein reicht.

Das charakteristischste Sediment sind sogenannte Aleurolithe, feine gebankte Grauwacken bzw. Arkosen. Sie wurden südlich des Dzhabyk-Plutons im Aufschlußpunkt 88 beprobt (Anlage 2.1). Diese Aleurolithe bestehen zu 80% aus Plagioklas und je 10% aus Biotit bzw. Chlorit und Quarz. Das Vorkommen von frischem Plagioklas ist ein Zeichen dafür, daß die Verwitterung im Liefergebiet eher auf mechanischem als auf chemischem Wege erfolgte und daß der fluviatile Transportweg des Sediments nicht lang war. Die hohen Gehalte an Fe-Mg-Silikaten deuten darauf hin, daß das Liefergebiet des Sediments größtenteils aus einem intermediären oder basischen Gestein aufgebaut war. Dieser Befund wird vom hohen Plagioklasanteil des Sediments gestützt. Die geochemischen Daten der Aleurolithproben sprechen dafür, daß ihr Liefergebiet ein Inselbogen war (Anlage 5.7). Die Aleurolithe stimmen in ihrer Hauptelementzusammensetzung mit einem durchschnittlichen Tonalit nach LeMaitre (1967) in Rollinson (1993) überein (Abbildung 54 auf Seite 121). Sie enthalten viel TiO_2 , Fe_2O_3 und MgO und wenig K_2O . Lediglich an CaO sind die Aleurolithe gegen den Durchschnittstonalit abgereichert. In den tektonischen Diskriminanzdiagrammen von Bhatia (1983) und Roser und Korsch (1986,1988) in Rollinson (1993) liegen sie im Feld für intermediär-felsische Provenance oder Inselbögen (Abbildung 55 auf Seite 121).

Tonschiefer konnten westlich des Suunduk-Komplexes beprobt werden. Dort sind sie aber durch hydrothermale Aktivitäten oft so stark alteriert, daß sich nur eine Probe für geochemische Analytik eignete (am Wegpunkt 42 siehe Anlage 2.4, geochemische Daten in Anlage 5.7)). Tonminerale entstehen bei chemischer Verwitterung. Während sich Ca, Na, K und Mg besonders gut in Wasser lösen und als Ionen abtransportiert werden, bleiben Si, Al und Fe im Residuum zurück und bilden Schichtsilikate (White 1997). In der Oktaederschicht der Schichtsilikate wird Si durch Al substituiert. Der Mangel an positiver Ladung wird dadurch ausgeglichen, daß K-Ionen eingebaut werden. Kalium liegt im Meerwasser in gelöster Form vor und kann leicht in ein Sediment eingebaut werden. Bei der Normierung des Tonschiefers auf den Durchschnittstonalit nach LeMaitre (1967) in Rollinson (1993) wird die Wirkung dieser chemischen Reaktionen deutlich: Während immobile Bestandteile wie SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 und TiO_2 in Konzentrationen auftreten, die gleich der im Tonalit sind, wurden CaO , MgO und MnO abgereichert und K_2O angereichert (Abbildung 54 auf Seite 121). Wahrscheinlich war das Ausgangsgestein des Tonschiefers ebenfalls ein intermediäres Gestein, das durch chemische Verwitterung alteriert wurde. In den tektonischen Diskriminanzdiagrammen liegt der Tonschiefer im Feld für "aktiven Kontinentalrand" bzw. "Inselbogen" (Abbildung 55 auf Seite 121). Auch auf Grund

ihrer Nd-Isotopen lassen sich alle beprobten Sedimente als Abtragungsprodukte von Inselbögen einstufen: Die rezenten ENd liegen zwischen -3 und 5.

ABBILDUNG 54. Hauptelementgehalte der Sedimente des Rahmens normiert auf den durchschnittlichen Tonalit nach LeMaitre (1976) aus Rollinson 1993)

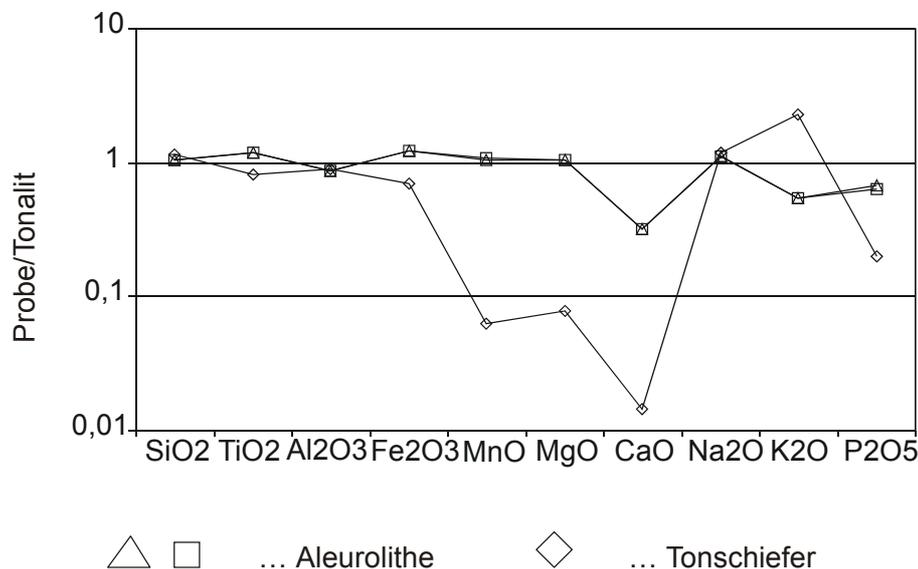
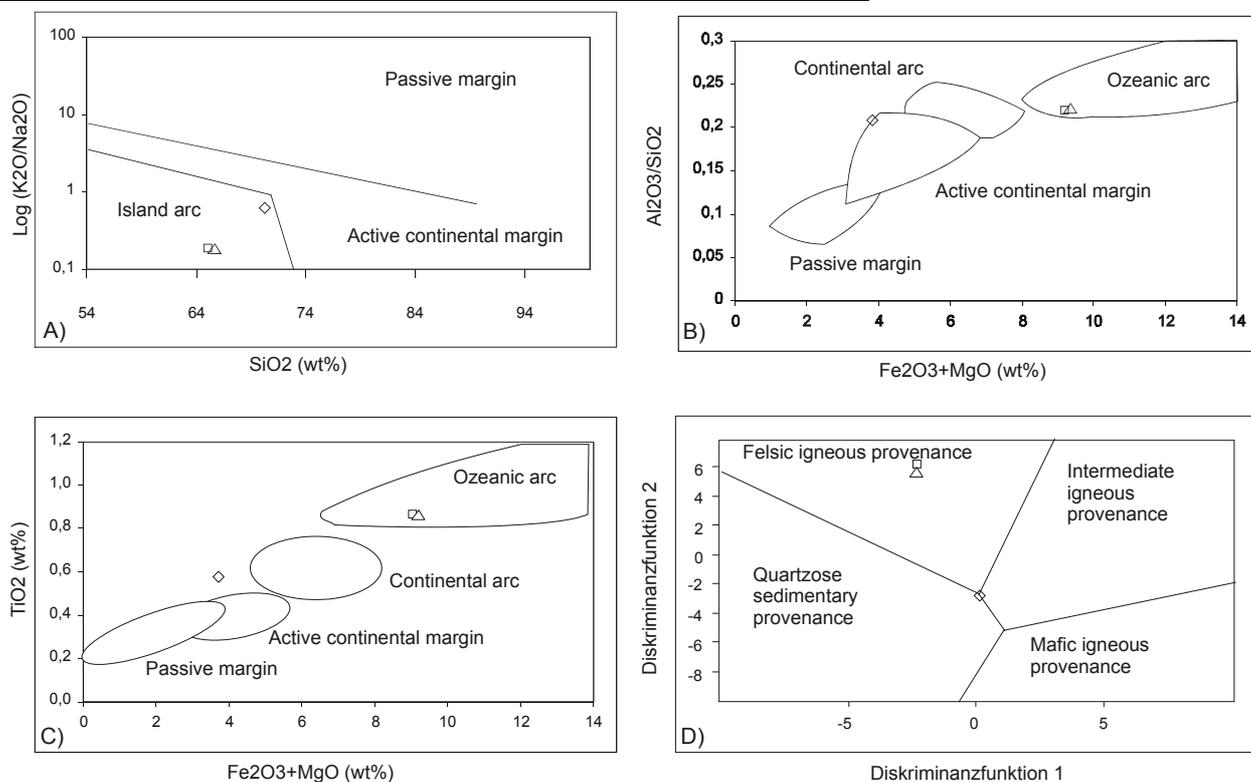


ABBILDUNG 55. Diskriminanzdiagramme für die Zuordnung der Abtragungsgebiete von Sedimenten: A) nach Roser und Korsch (1986) in Rollinson (1993), B,C) nach Bhatia (1983) in Rollinson (1993); D) nach Roser und Korsch (1988) in Rollinson (1993): Diskriminanzfunktion 1 = $-1,773 \text{ TiO}_2 + 0,607 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,76 \text{ Fe}_2\text{O}_3(\text{total}) - 1,5 \text{ MgO} + 0,616 \text{ CaO} + 0,509 \text{ Na}_2\text{O} - 1,224 \text{ K}_2\text{O} - 9,09$; Diskriminanzfunktion 2 = $0,445 \text{ TiO}_2 + 0,07 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,25 \text{ Fe}_2\text{O}_3(\text{total}) - 1,142 \text{ MgO} + 0,438 \text{ CaO} + 1,475 \text{ Na}_2\text{O} + 1,426 \text{ K}_2\text{O} - 6,861$



6.2.2. Basite und Ultrabasite

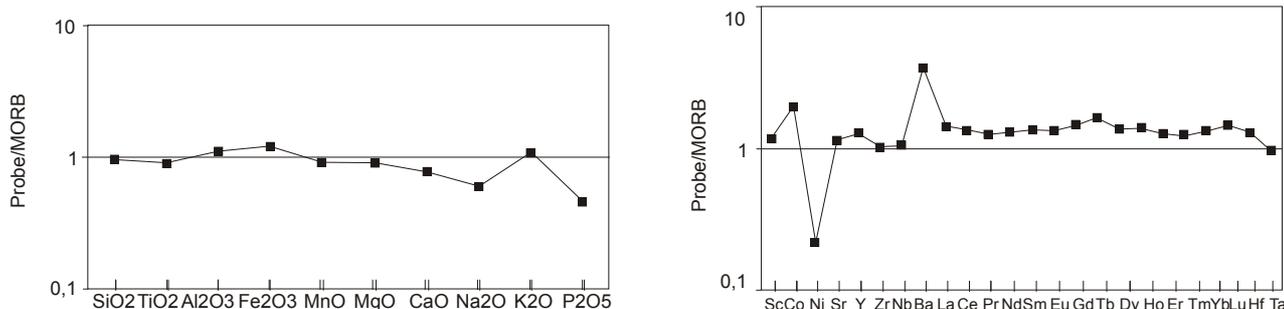
Die marinen Sedimente der OUZ werden von Serpentiniten und Amphiboliten unterlagert. Diese Gesteine sind in der gesamten südlichen OUZ verbreitet und an Störungen sowie im Rahmen der Granit-Gneis-Dome aufgeschlossen.

Serpentinite wurden immer in enger Vergesellschaftung mit Amphiboliten angetroffen. Da beide Gesteine nur tektonisch exhumiert vorliegen, läßt sich nicht nachweisen, ob diese Vergesellschaftung primäre auftrat oder erst durch tektonische Kräfte bewirkt wurde. Amphibolite wurden auch ohne Einschaltungen von Serpentinit exhumiert, z.B. in der Kilometer großen Amphibolitlinse am Ostrand des Suunduk-Plutons. Das Edukt eines Amphibolits ist westlich des Dzhabyk-Plutons in einer Scherlinse angetroffen worden. Es ist ein Gabbro. Die Amphibolitlinse am Ostrand des Suunduk-Plutons wurde geochemisch analysiert (Probe 4/2 Anlage 5.7). Sie zeigt typische Eigenschaften eines MORB sowohl in ihrer Haupt- und Spurenelementzusammensetzung (Abbildung 56 auf Seite 122) als auch in ihrer Nd-Isotopie: $\epsilon_{Nd(0)} = 9,5$.

Da diese Gesteine die Unterlage mariner Sedimente bilden, kann davon ausgegangen werden, daß sie Ozeanboden präsentieren. Untersuchungen rezenten Ozeanbodens haben gezeigt, daß dieser zu großen Teilen aus Serpentiniten und Amphiboliten aufgebaut ist (Wilson 1989). Ozeanische Kruste bildet sich durch fraktionierte Kristallisation aus einer Schmelze des verarmten Mantels, wobei in der Magmenkammer durch Fraktionierung von Olivin, Augit und Ca-Plagioklas basaltische Magmen erzeugt werden, aus denen Gabbros und Pillowlaven entstehen. Die unterste Einheit ozeanischer Kruste besteht aus einer Vergesellschaftung olivinhaltiger Akkumulate der Magmenkammer und isotroper Gabbros, den layered Gabbros. Bei Metamorphose sollte aus dieser Einheit ein Gestein entstehen, in dem Serpentinite und Amphibolite in enger Vergesellschaftung auftreten. Aus den olivinfreien Einheiten der ozeanischen Oberkruste können reine Amphibolite entstehen.

Eine Ophiolithsequenz konnte in den untersuchten Gesteinen nicht identifiziert werden, denn diese wurden regionalmetamorph überprägt und sind nur in stark reduzierten Krustenprofilen aufgeschlossen. Stofflich ist die typische Abfolge eines ozeanischen Krustenprofils aber gut nachvollziehbar: Die untersten Einheiten werden von miteinander verzahnten Basiten und Ultrabasiten aufgebaut, darüber folgen serpentinitfreie Basitkörper mit geochemischer MORB-Signatur, welche von marinen Sedimenten überlagert werden.

ABBILDUNG 56. Eine Probe aus einer km- großen Amphibolitlinse am Ostrand des Suunduk-Komplexes hat Haupt- und Spurenelementverteilungen eines MORB. Normiert wurde auf die Werte von Hofmann (1988) aus White (1997)



6.3. Diskussion der tektonischen Stellung der OUZ

Die südliche OUZ ist ein typischer ozeanischer Sedimentationsraum, in dem klastische und kalkreiche Sedimente Basite und Ultrabasite überlagern, die typische Eigenschaften ozeanischer Kruste zeigen. Relikte kontinentaler Kruste wurden im Hangenden der Granit-Gneis-Dome weder beschrieben noch gefunden.

Doch wo war das Abtragungsgebiet der Klastika der OUZ? Isotopien, Gesamtgesteinschemismus und Mineralbestand der Stichproben sprechen dafür, daß es ein Inselbogen war.

Auf den ersten Blick kommt der Inselbogen von Magnitogorsk als Liefergebiet in Betracht, denn er grenzt im Westen an die OUZ, existiert seit dem Devon und besteht aus intermediären Inselbogenmagmatiten.

Bemerkenswert ist aber, daß in der südlichen OUZ grobklastische und vulkanoklastische Sedimente fast völlig fehlen, nur eine Konglomeratbank ist im Profil von Shalaginow (1984) dokumentiert worden. Im Gegensatz dazu werden die westlichen Randbecken des Magnitogorsker Inselbogens als typische Flysch-Fazies beschrieben (Echtler 1997, Dolginow und Kropatschjow 1994). So treten in der Irendyk- und Zilair-Formation Olistostrome und Turbidite auf, die vom Inselbogen geliefert wurden. Auch ein Vergleich der Profile von Amambaika und Amurskii von Shalaginow (1984) läßt einen schroffen Fazieswechsel deutlich werden (Abbildung 57 auf Seite 124). Amambaika liegt in der Zone von Magnitogorsk, Amurskii 20 km weiter östlich in der OUZ. Das Profil von Amambaika ist im Mitteldevon durch 5,6 km mächtige Ablagerungen von Vulkaniten und Vulkanoklastika gekennzeichnet, im Oberdevon treten besonders Vulkanoklastika auf. Aus dem Karbon existieren nur drei maximal 200 m mächtige Kalksteinbänke. Im Gegensatz dazu sind im Profil von Amurskii im Mitteldevon nur 400 m mächtige kalkige und kohlige Grünschiefer abgelagert worden, im Oberdevon Aleurolithe, Arkosen und Sandsteine sowie eine Konglomeratbank. Im Karbon wurde eine 5 km mächtige Serie aus Schiefen, Sanden und Kalksteinen sedimentiert, vereinzelt treten vulkanogene Lagen auf. Insgesamt war die OUZ ein Raum monotoner und ruhiger mariner Sedimentation, in dem es keine Anzeichen gibt, daß die Uralorogenese hier wirksam war.

Berücksichtigt man, daß beide Profile durch eine große Störungszone voneinander getrennt werden, läßt sich dieser extreme Fazieswechsel am besten dadurch erklären, daß beide Zonen zum Zeitpunkt der Sedimentation nicht so eng beieinander lagen wie heute. Die OUZ zeigt keine Anzeichen dafür, daß diese von der Hauptphase der Uralorogenese betroffen wurde. Im Mitteldevon muß sie noch weit vom Magnitogorsker Inselbogen entfernt gewesen sein. Eine genaue Quantifizierung ihrer Lage ist zum derzeitigen Kenntnisstand nicht möglich.

ABBILDUNG 57. Profile für sedimentäre Serien im Ostural nach Shalaginow (1984)

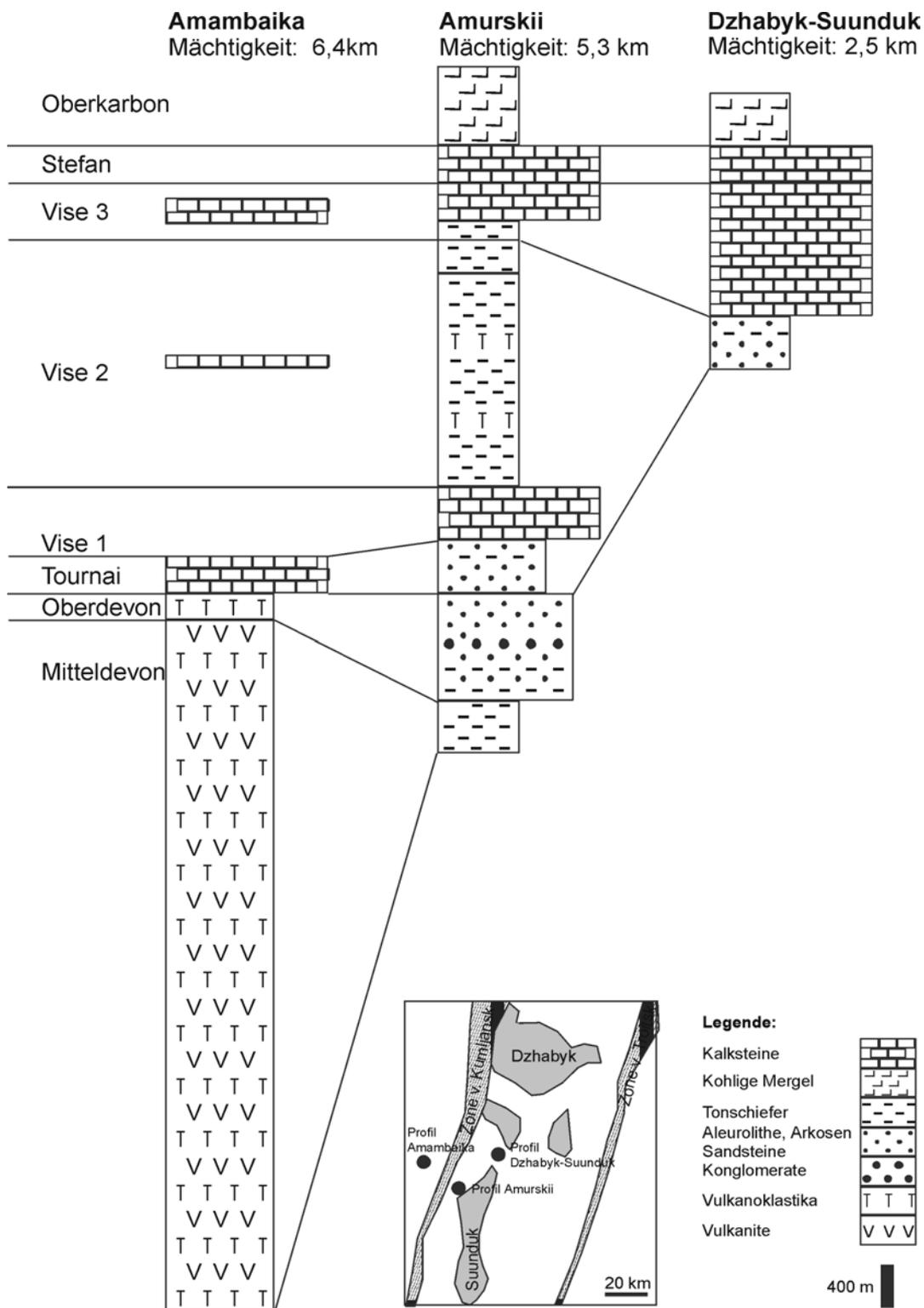
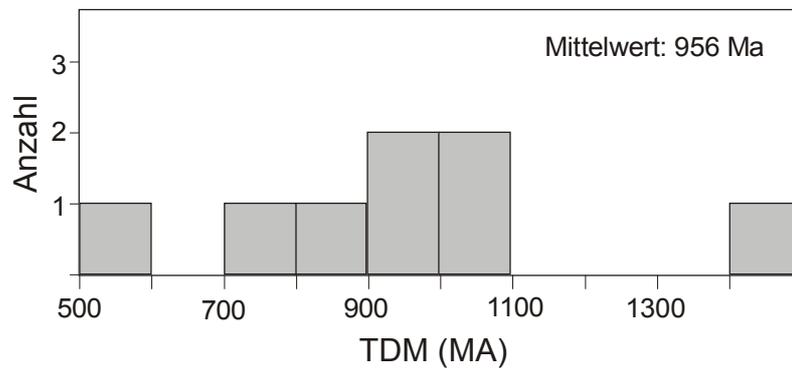


ABBILDUNG 58. Nd-Modellalter für die Abspaltung der Rahmengesteine aus dem verarmten Mantel



Einen weiteren Hinweis auf das Liefergebiet der Sedimente geben die Nd-Modellalter, deren Durchschnittswert von TDM=956 Ma gut mit dem Alter jenes Inselbogens übereinstimmt, der das Edukt für die Batholithe der Granitachse war (Abbildung 58 auf Seite 125). Die juvenile Kruste des Inselbogens von Magnitogorsk sollte ein Modellalter von maximal 400 Ma ergeben, denn zu dieser Zeit öffnete sich der Uralozean. Die Zone von Magnitogorsk kann also nicht das Hauptliefergebiet der Sedimente der OUZ gewesen sein, die einen hohen Anteil älterer Kruste beinhalten.

Wahrscheinlich gab es östlich der Zone von Magnitogorsk noch einen weiteren Inselbogen, der im Proterozoikum aktiv war. Im Devon dürfte er schon stark erodiert gewesen sein, so daß er nur noch feinklastische Sedimente lieferte. Heute ist er nicht mehr aufgeschlossen. Deswegen kann man annehmen, daß dieser Inselbogen in die Uralorogenese mit einbezogen wurde und daß die nicht von der Uralorogenese betroffene OUZ östlich dieses Inselbogens lag.

6.4. Herkunft der postkollisionalen Schmelzen

Die südliche OUZ war bis ins Oberkarbon ein monotoner mariner Sedimentationsraum. Es existieren weder sedimentäre Ablagerungen noch tektonische Strukturen, die belegen, daß die OUZ bei der Kollision des Uralorogens von Krustenstapelung oder -verdickung betroffen war. Deshalb ist davon auszugehen, daß die OUZ ein Bereich geringer Krustenmächtigkeit war (ca. 6km Sedimentauflage+ 6 km ozeanische Kruste). Innerhalb der südlichen OUZ sind auch keine Anzeichen zu finden, die dafür sprechen, daß hier ein Inselbogen existierte. Die riesigen Volumina postkollisionaler Schmelzen, aus denen sich die Granit-Gneis-Komplexe formierten, können deshalb nicht in der OUZ generiert worden sein.

So stellt sich die Frage, wo sich die Magmen, aus denen die Granitachse des Urals entstand, bildeten.

Aus geochemischen Untersuchungen ist bekannt, daß sie einem gestapelten Inselbogen entstammen. Im östlichen Ural liegt die Zone von Magnitogorsk mit typischer Inselbogencharakteristik. Aus geophysikalischen Untersuchungen weiß man, daß sie die am stärksten verdickte Zone des Uralorogens ist (mit Krustenmächtigkeiten bis 57 km) und daß sie durchgehend aus intermediärem und basischem Material besteht. Anteile kontinentaler Kruste fehlen (Döring und Götze 1999). Außerdem ist bekannt, daß im Bereich des östlichen Urals mindestens zwei Inselbögen lagen: der präuralidische und der devonische Inselbogen von Magnitogorsk, wobei der präuralidische Inselbogen nicht mehr aufgeschlossen ist. So existieren gestapelte Inselbögen in direkter Nachbarschaft der OUZ, die eine so hohe Krustenmächtigkeit erreichen, daß ihre Aufschmelzung vorstellbar ist.

Beidseitig der Zone von Magnitogorsk existieren Granitoide, die eine geochemische Inselbogensignatur haben, in der MUF (Fershtater et al. 1997) und in der OUZ (Gerdes et al. 2001). Beide Störungen, an denen die Schmelzen, die diese Granitoide aufbauen, migrierten, fallen unter die Zone von Magnitogorsk ein. Das gleiche gilt für Goldlagerstätten postkollisionaler Entstehung, die an den Flanken der Zone von Magnitogorsk, in der MUF und der OUZ, auftreten (Kisters et al. 1999). Diese Symmetrie spricht deutlich dafür, daß unter der Zone von Magnitogorsk granitische postkollisionale Schmelzen generiert wurden.

Der regionalgeologische Befund spricht dafür, daß die postkollisionalen Schmelzen aus Westen, aus der Zone von Magnitogorsk, in die OUZ eindringen. Gibt es Geländedaten, die diese Vermutung bestätigen?

Im Suunduk-Komplex spricht dessen asymmetrischer Aufbau dafür, daß die Magmenzufuhr aus Westen erfolgte. Die intrudierte Scherzone liegt am Ostrand des Komplexes und wurde in Richtung Westen mit Magmen "aufgefüllt". Im Dzhabyk-Komplex belegen ostwärtsgerichtete Streckungslineare im gesamten Gneismantel einen tektonischen Transport nach Osten. So läßt auch der feldgeologische Befund die Intrusion postkollisionaler Schmelzen aus der Zone von Magnitogorsk in die OUZ plausibel erscheinen.

6.5. Die Wurzel unter der OUZ

Die vorgestellten feldgeologischen Daten charakterisieren die OUZ als eine Zone, in der keine Einengung und Regionalmetamorphose stattfand. Im Widerspruch dazu stehen die Ergebnisse des URSEIS-Projektes, aus denen bekannt ist, daß die Erdkruste unter dem östlichen Ural deutlich verdickt ist. Die Wurzel des Urals liegt unter der Zone von Magnitogorsk und der OUZ. Eine geologische Interpretation der Entstehung der OUZ muß diese widersprüchlichen Daten auf befriedigende Weise in einem Modell vereinen. Da die Evolution der ozeanischen Einheiten der OUZ nicht Thema dieser Arbeit ist, sollen hier nur kurz einige mögliche Erklärungen für die Existenz einer Wurzel unter der OUZ diskutiert werden.

Die hohe Krustenmächtigkeit unter der OUZ läßt sich aus mehreren Gründen nicht durch eine Einengung der Oberkruste erklären. Diese wurde weder gefaltet noch gestapelt. Das Relief in der OUZ ist flach, obwohl orogen verdickte Kruste normalerweise als Gebirge in Erscheinung tritt. Auch ein Vorlandbecken, daß sich durch die erhöhte Auflast verdickter Oberkruste bildet, fehlt östlich des Urals. Somit scheidet Verdickung der Oberkruste als Entstehungsmechanismus der Wurzel unter der OUZ aus. Es muß davon ausgegangen werden, daß Ober- und Unterkruste bei der Bildung der Wurzel entkoppelt waren und nur die Unterkruste verdickt wurde.

Wie war das möglich?

In der postkollisionalen Phase der Uralorogenese intrudierten große Schmelzvolumina in die OUZ. Daß diese Schmelzen entlang der Kruste-Mantel-Grenze migrierten, ist im Rahmen des Dzhabyk-Plutons sichtbar, wo Ultrabasite als unterste Einheiten eines ozeanischen Krustenprofils beim Aufstieg des Plutons mit an die Tagesoberfläche geschleppt wurden. Wenn ein Großteil der postkollisionalen Schmelzen an der Kruste-Mantel-Grenze kristallisiert wäre, würde das die erhöhte Krustenmächtigkeit der OUZ erklären. Allerdings sprechen gegen diesen Mechanismus der Wurzelentstehung geophysikalische Daten, die zeigen, daß die Unterkruste der OUZ einen sehr hohen Anteil intermediärer bis basischer Gesteine enthält. Granite können deswegen nur untergeordnet am Aufbau dieser Unterkruste beteiligt sein.

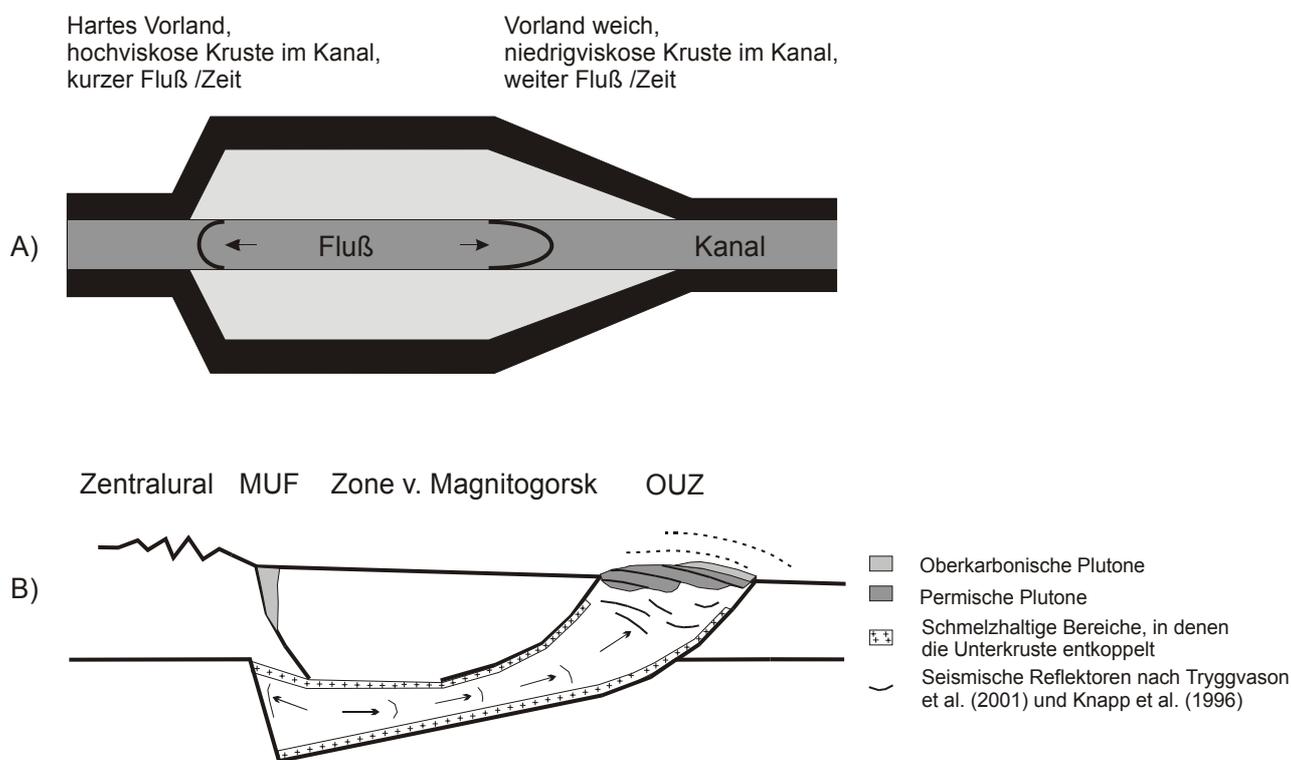
Ein weiterer Mechanismus, der zur Verdickung von Unterkruste führt, ist Unterkrustenfließen. Auf diese Weise könnte Krustenmaterial aus der stark verdickten Zone von Magnitogorsk in den Bereich der OUZ transportiert worden sein, ohne daß in der Oberkruste entsprechende Strukturen ausgebildet sind. Der Mechanismus des Unterkrustenfließens wurde in Tibet von Clark und Royden (2000) modelliert. Voraussetzung ist ein hoher Schmelzanteil in der Unterkruste, so daß eine viskose Zone entsteht, in der Krustenmaterial entkoppelt von Oberkruste und Mantel fließen kann. Der Fluß erfolgt in einem Kanal von 10-20 km Mächtigkeit. Material außerhalb des Kanals verdickt die Kruste. Ist das Vorland der verdickten Kruste weich, kann sie weit fließen. Krustale Strukturen mit flacher Topographie entstehen. Ist das Vorland hart, kann die Unterkruste nicht so weit fließen. Krustale Strukturen mit steiler Topographie entstehen (Clark und Royden 2000, Abbildung 59 auf Seite 128).

Unter der Zone von Magnitogorsk haben im Oberkarbon-Perm großvolumige Schmelzen existiert, wie das Auftreten zahlreicher Granitoide in der MUF und der OUZ belegt. Die Unterkruste der Zone von Magnitogorsk war also niedrig viskos genug, um fließen zu können. Im Westural war während der Kollision kalte Oberkruste verdickt und konsolidiert worden. So waren die Magmenwegsamkeiten westlich der Zone von Magnitogorsk schlecht, was sich darin äußert, daß in

der MUF nur geringvoluminöse Batholithe aufgeschlossen sind. Im Westen der Zone von Magnitogorsk war das Vorland dementsprechend hart und hoch viskos, so daß schlechte Voraussetzungen für Unterkrustenfließen in diese Richtung herrschten. So blieb die Unterkruste am Westrand der Zone von Magnitogorsk stark verdickt und die MOHO fällt steil ein. Im östlichen Vorland der Zone von Magnitogorsk, der OUZ, lagen großvolumige Schmelzen vor, wie die Existenz der Uralischen Granitachse belegt. Dieses Vorland war weich und niedrig viskos, so daß gute Voraussetzungen für Unterkrustenfließen in diese Richtung herrschten. So konnte die verdickte Kruste unter der Zone von Magnitogorsk nach Osten weit zerfließen. Sie ist weniger stark verdickt als am Westrand und die MOHO fällt flach ein (Abbildung 59 auf Seite 128).

Obwohl noch kein numerisches Modell existiert, das die Bedingungen für Unterkrustenfließen in den basischen Gesteinseinheiten des östlichen Urals simuliert, ist dies der einzige Mechanismus der Krustenverdickung, mit dem sich das bisher bekannte Datenmaterial widerspruchsfrei erklären läßt. Ein Hinweis darauf, daß Unterkrustenfließen in der OUZ tatsächlich stattgefunden hat, findet sich im seismischen Profil von Tryggvason et al. (2001). Darin wird der Dzhabyk-Granit von ostwärts gerichteten Reflektoren unterlagert, die nicht von der Intrusion der Granite beeinflusst wurden (Bild B in Abbildung 59 auf Seite 128). Eine mögliche Erklärung für dieses Phänomen ist, daß sie erst nach der Intrusion der Granite in ihre heutige Position gelangten. Sie zeigen eine Extrusion von Unterkruste nach NO an. Wahrscheinlich war das Unterkrustenfließen für die finale Exhumierung der Granit-Gneis-Komplexe verantwortlich, bei der der Pluton seine plattige Struktur erhalten haben könnte.

ABBILDUNG 59. Verdickung der Kruste unter der OUZ durch Unterkrustenfließen: a) Modellierung der Topographie krustaler Strukturen nach Clark und Royden (2000), b) mögliches Unterkrustenfließen aus der Zone von Magnitogorsk unter die OUZ erklärt das flache Einfallen der MOHO an der Ostflanke der Wurzel des Urals



6.6. Zusammenfassung

Die südliche Osturalzone war ein monotoner mariner Sedimentationsbereich, in dem Abtragungsprodukte von Inselbögen abgelagert wurden. Von der kollisionalen Phase der Uralorogenese wurde sie nicht betroffen und ihre sedimentären Ablagerungen lassen sich nicht mit der Zone von Magnitogorsk in Verbindung bringen. Sie kann also erst in einem späten Stadium der uralidischen Entwicklung in die Nachbarschaft der Zone von Magnitogorsk gelangt sein. Das Liefergebiet der Sedimente ist heute nicht mehr aufgeschlossen. Bekannt ist nur, daß es wie das Ausgangsgestein der Granit-Gneis-Komplexe ein Inselbogen war und eine Krustenverweildauer von 900-1100 Ma hatte. Diese Übereinstimmung legt den Schluß nahe, daß das Liefergebiet in die Krustenstapelung bei der Uralorogenese einbezogen wurde und somit seinen Anteil an der hohen Krustenmächtigkeit der heutigen Zone von Magnitogorsk hat. Die OUZ gelangte erst nach der Krustenstapelung in die direkte Nachbarschaft der Zone von Magnitogorsk. Beide Zonen müssen beträchtlich unterschiedliche Krustenmächtigkeiten gehabt haben, denn die OUZ zeigt typische Eigenschaften ozeanischer Kruste und keine Anzeichen für Krustenstapelung. Die OUZ reagierte in der postkollisionalen Phase der Uralorogenese als Schwächezone, in der sich strike-slip- Bewegungen konzentrierten. So boten sich den in der Zone von Magnitogorsk generierten postkollisionalen Magmen in der OUZ gute Aufstiegs- und Platznahmemöglichkeiten. Die heute unter der OUZ nachweisbare Wurzel ist sehr wahrscheinlich erst mit der Intrusion der postkollisionalen Schmelzen durch Unterkrustenfließen entstanden.

7.1. Die Gneiskomplexe der OUZ - juvenile kontinentale Kruste

Strukturinventar, radiometrische Altersdaten und Chemismus des Dzhabyk- und Suunduk-Komplexes in der südlichen OUZ lassen sich durch die bisher existierenden geologischen Modelle nicht befriedigend erklären. So stehen sowohl das Modell von Zonenshain et al. (1984) als auch das von Fershtater et al. (1997) im Widerspruch zu den Feldbefunden, geophysikalischen, geochemischen und mikrostrukturellen Daten, die im Rahmen dieser Arbeit erfaßt und diskutiert wurden.

Im Modell von Zonenshain et al. (1984) sind die Granit-Gneis-Komplexe der OUZ hochmetamorphes präuralisches Basement, in dem bei der Uralorogenese Schmelzen generiert wurden, die das Doming des Basements bewirkten. Wäre dieses Modell richtig, müßten geophysikalische Daten die Existenz von kontinentaler Kruste unter der Zone von Magnitogorsk und der OUZ anzeigen. Hohe Dichten der Kruste und eine positive Schwereanomalie belegen aber, daß es keinerlei Anzeichen für die Existenz eines kontinentalen Basements unter diesen beiden Zonen gibt. Die bei der Geländeaufnahme dokumentierte kontinuierliche Gefügeentwicklung von Granitkern zu Gneismantel wäre nach diesem Modell unwahrscheinlich und ein intrusiver Kontakt zwischen Graniten und Gneisen wäre zu erwarten. Der fehlt aber und tritt stattdessen an der Grenze des Gneiskomplexes zu den ozeanischen Rahmengesteinen auf. Dort wäre nach Zonenshain et al. (1984) ein Brekkzienhorizont zu erwarten. Auch die isotopengeochemischen Daten sprechen gegen dieses Modell. Die Krustenverweildauer aller aus Osteuropäischem Basement generierten Gesteine muß nach Giese et al. (1999) größer als 1,65 Ga sein. Sie beträgt für Granite und Gneise aber maximal 1,1 Ga und zeigt somit einen hohen Anteil jüngerer Kruste in den Kontinentalkomplexen an.

Auch die Existenz der von Fershtater et al. (1997) postulierten Mikrokontinente kann für den Bereich der Komplexe von Suunduk und Dzhabyk ausgeschlossen werden, denn synkollisionale Einengungsstrukturen, wie sie bei einer Kontinent-Inselbogen-Kollision zu erwarten wären, fehlen in der südlichen OUZ völlig. Unter hp/IT-Bedingungen gebildete Minerale sind in der postulierten Suturzone nicht zu finden. Radiometrische Altersdaten erbrachten, daß das Ausgangsgestein des Gneismantels von Dzhabyk im Oberkarbon kristallisierte, also nach der Uralkollision. Es konnte also

unmöglich während der Uralkollision an die Zone von Magnitogorsk andocken. Auch die Vergneisung der Randbereiche des Suunduk-Komplexes fand im Oberkarbon-Perm statt und ist an die postkollisionale Blattverschiebungstektonik in der OUZ gebunden. Intrusivkontakte zwischen den Gneisen und den umgebenden devonisch-karbonischen Sedimenten widersprechen der Existenz von Mikrokontinenten genau so, wie die geochemischen Daten von Gerdes et al.(2001). Diese belegen, daß die Granit-Plutone einem Inselbogen entstammen und keinem Kontinent.

Deswegen erfordern die hier vorgestellten Daten eine Neuinterpretation der Entstehung der kontinentalen Kruste in der südlichen OUZ.

Die Gneiskomplexe sind aus oberkarbonischen bis permischen Intrusiva entstanden und postkollisionale Bildungen. Das Edukt der Gneisplatte von Kartali ist ein vor 327 ± 4 Ma kristallisierter Granit. Der Abkühlpfad der Gneisplatte von Kartali zeigt, daß sie mit dem Dzhabyk-Pluton aufgestiegen und abgekühlt ist und bei diesem Aufstieg deformiert wurde. So entstanden die typischen Strukturen im Gneismantel des Dzhabyk-Plutons: die kontinuierliche Gefügeentwicklung von Granit zu Gneis und das plutonkonkordante umlaufende Streichen der Foliation des Gneismantels. Die Gneise stellen deformierte Randbereiche der Plutonite dar und sind als Teil der Uralischen Granitachse zu betrachten. Sie können, im Gegensatz zur bisherigen Auffassung, nicht Intrusionsrahmen der Granite sein.

In welchen Krustentyp intrudierten aber die Schmelzen, wenn die Gneise nicht Intrusionsrahmen waren? Außerhalb der Granit-Gneis-Komplexe besteht die südliche OUZ aus marinen Sedimenten und ozeanischer Kruste. Die aufgeschlossenen Gesteine präsentieren typische Oberkruste, die nicht versenkt wurde. Lediglich am Kontakt zu den Granit-Gneis-Domen wurde diese Kruste prograd metamorphisiert, was zu Biotitprossung und Cordieritwachstum führte. Die bei der Metamorphose entstandene Foliation liegt konkordant zu der der Gneise. Daraus läßt sich schließen, daß die Platznahme der heißen Magmatite Ursache für die Deformation und Metamorphose in der OUZ war.

Damit ergibt sich für das Ostural-Antiklinorium ein bisher nicht diskutiertes Szenario - die großvolumige Intrusion stark differenzierter, peraluminierter Schmelzen in ozeanische Kruste.

Wo und wie konnten saure Schmelzen dieses Volumens überhaupt in einem ozeanischen Milieu generiert werden? Einen entscheidenden Hinweis geben die von Gerdes et al. (2001) diskutierten geochemischen Daten, die gut mit den eigenen Daten aus der Gneisplatte von Kartali und dem Suunduk-Komplex übereinstimmen: Sie lassen den Schluß zu, daß die Gesteine des Dzhabyk-, Suunduk- und Murzinka-Komplexes aus einem Inselbogen generiert wurden.

In der südlichen OUZ gibt es aber keine Anzeichen für Inselbogenaktivität. Sie war bis ins Oberkarbon ein monotoner mariner Sedimentastionsraum. Im Westen der OUZ liegt der Inselbogen von Magnitogorsk, unter dem die Wurzelzone des Urals mit einer Krustenmächtigkeit von 57 km bis heute konserviert wurde. Alle Gesteine in der Zone von Magnitogorsk haben typische Inselbogencharakteristik. Die Stapelung und Versenkung von Inselbogenkomplexen im östlichen Ural wurde erstmals von Echtler et al. (1999) im Sisert-Komplex beschrieben. Die hohe Mächtigkeit der Erdkruste unter der Zone von Magnitogorsk sowie das Fehlen jeglicher Indizien für die Existenz kontinentaler Kruste in diesem Bereich legen nahe, daß auch hier bei der Uralorogenese Inselbögen gestapelt wurden. Die Zone von Magnitogorsk ist die einzige geologische Einheit im östlichen Ural, die aus extrem verdickter Inselbogenkruste besteht und somit die einzige mögliche Quelle für

Magmen mit Inselbogensignatur. Im Oberkarbon (~330 Ma, Fershtater et al. 1997) bildeten sich an den Flanken der Zone von Magnitogorsk Batholithe und im Perm Goldlagerstätten. Dieses symmetrische Auftreten magmatischer Aktivität belegt, daß sich in der Zone von Magnitogorsk tatsächlich Schmelzen gebildet haben müssen.

Der regionalgeologische Befund spricht dafür, daß die postkollisionalen Schmelzen, die die Granitachse des Urals aufbauen, aus dieser Zone in die OUZ eindringen. Feldgeologische Daten aus beiden untersuchten Plutonen stimmen mit diesem Befund überein. Die Kristallisation von Magmatiten westlich einer zum Magmenaufstieg genutzten Blattverschiebung im Suunduk-Komplex und die im gesamten Gneismantel des Dzhabyk-Komplexes ostwärts gerichteten Streckungslineare lassen sich am besten durch eine Platznahme aus Westen erklären.

Die Aufschmelzung der Inselbogenkomplexe erfolgte in einem postkollisionalen tektonischen Setting. Die so entstandenen Magmen mit Inselbogensignatur migrierten in eine Schwächezone mit niedrigem Differentialstreß. Als solche bot sich die OUZ an, denn die Zone von Magnitogorsk und die sich westlich anschließende Zentraluralzone waren bei der Orogenese stark verdickt und konsolidiert worden. Die südliche OUZ war von der Orogenese verschont geblieben. Strukturen, die charakteristisch für Krustenstapelung sind, fehlen hier. Wahrscheinlich war die Kruste unter der OUZ deutlich geringmächtiger als die unter der Zone von Magnitogorsk und nicht konsolidiert. Deshalb konzentrierten sich auch postkollisionale Ausgleichsbewegungen zwischen Sibirien und Europa in der OUZ, die als riesige sinistrale strike-slip Zone fungierte. Somit waren die energetischen Bedingungen für die Intrusion von Schmelzen hier besonders günstig. Die Magmen migrierten aus der verdickten Zone von Magnitogorsk in die OUZ zumindest teilweise entlang der Krusten-Mantel-Grenze, weswegen Serpentinite als unterste Einheiten ozeanischer Kruste beim Magmenaufstieg mit nach oben befördert werden konnten.

Die Bildung der Granit-Gneis-Komplexe muß einen bedeutenden Beitrag zum postkollisionalen Energieausgleich der Zone von Magnitogorsk geleistet haben, denn die Kontinentalkomplexe erreichen eine Tiefenausdehnung von ca. 10 km (Shenderowitsch 1965 und Fershtater et al. 1994).

Bemerkenswert ist, daß im Bereich der bearbeiteten Komplexe überhaupt keine Anzeichen gefunden wurden, daß alte kontinentale Kruste existierte, weder direkt in aufgeschlossenen Einheiten noch indirekt als Unterplatte oder Magmenquelle der Granit-Gneis-Komplexe.

So müssen die Granit-Gneis-Komplexe als in einem rein ozeanischen Milieu gebildete juvenile Kontinentalkruste betrachtet werden. Sie besitzen alle Eigenschaften typischer kontinentaler Kruste. Die Kontinentalkomplexe der OUZ sind durch eine hohe Krustenmächtigkeit gekennzeichnet. Die Gesteine besitzen einen sauren Chemismus, sind Al-reich und reich an inkompatiblen Elementen. Diese junge Kruste wurde bereits bei ihrer Entstehung deformiert und so in ihrer Zusammensetzung und in ihrem Gefüge verändert, daß die für kontinentale Kruste typische Vielfalt an Gesteinen in den Kontinentalkomplexen auf engstem Raum zu finden ist.

Im Ostural wird auf beeindruckende Weise sichtbar, wie Kontinente wachsen. Die geologische Entwicklung in dieser Zone geht weit über das von Sengör et al. (1993) beschriebene "Hinzufügen von Inselbögen zum Kontinent" hinaus. Hier wurde Inselbogenkruste partiell in kontinentale transformiert.

7.2. Rekonstruktion der Magmenquelle

Großvolumige juvenile kontinentale Krustenkomplexe können nicht direkt aus dem verarmten Mantel generiert werden, sondern entstehen in zwei Stufen durch partielles Aufschmelzen von TTG-Komplexen, die sich an Subduktionszonen gebildet haben. Eine extreme Verdickung von ozeanischer Kruste ist dafür Voraussetzung (Zegers und Van Keken 2001). Isotopendaten erlauben, wesentliche Stadien der geologischen Entwicklung zu rekonstruieren, die im Ural zur Stapelung von Inselbogen-Komplexen führte.

Ein Inselbogen stellt eine heterogene Magmenquelle dar, die sich im wesentlichen aus vier Komponenten zusammensetzt und deren geochemischer Fingerabdruck im Granit wiederzufinden sein muß:

Inselbogenunterkruste besteht aus TTG-Suiten und enthält nur magmatische Gesteine

Inselbogenoberkruste besteht aus Vulkaniten bzw. Vulkanoklastika sowie den klastischen Sedimenten der Randbecken. In diese kann sowohl Detritus vom Inselbogen als auch vom Kontinent eingetragen worden sein.

Die Magmenquelle der Granit-Gneis-Komplexe der südlichen OUZ ist nicht aufgeschlossen, denn sie bildet die Unterplatte der Zone von Magnitogorsk. Folgende Fakten sind über sie bekannt:

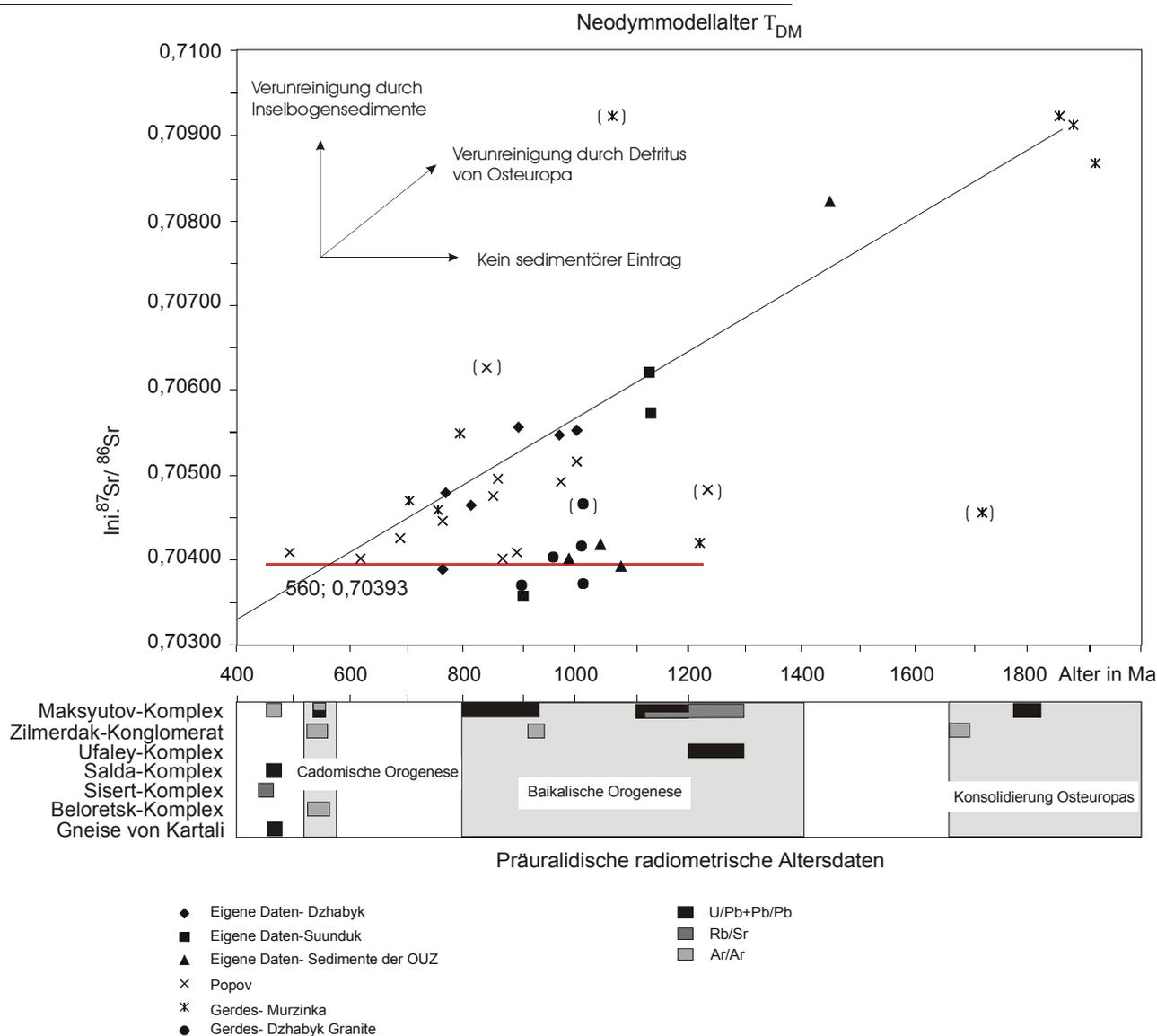
- *Sie enthält eine sedimentäre und eine magmatische Komponente (geochemische Daten).
- *Sie lag am Ostrand des Uralozeans (geographische Lage östlich der MUF)
- *Sie war im Mittelordovizium einem magmatischen Ereignis ausgesetzt (reliktische Zirkone)
- *Sie wurde vor mindestens 500 Ma aus dem verarmten Mantel separiert (Nd-Modellalter von 766-1200 Ma).

Um die Magmenquelle der Granit-Gneis-Dome zu charakterisieren wurden neben den eigenen Daten auch Isotopendaten von Popov et al. (2001) und Gerdes et al. (2001) verwendet. Mehr als 70% aller Proben haben τ_{DM} -Alter von 800-1200 Ma. Die Nd-Modellalter ergeben allerdings immer nur einen Minimalwert für den Zeitpunkt, zu dem Kruste aus dem verarmten Mantel abgespalten wurde, da eine Verunreinigung mit älterem Material das Modellalter erhöht. Vor dem Kontinentalrand Balticas ist besonders der Eintrag von Detritus vom Osteuropäischen Kraton zu berücksichtigen, dessen Alter mindestens 1,65 Ga betragen sollte, denn zu diesem Zeitpunkt war die Konsolidierung Osteuropas abgeschlossen.

Um den Einfluß abzuschätzen, den ein sedimentärer Eintrag von Osteuropa auf die Modellalter der Granit-Gneis-Komplexe hat, wurden die initialen Sr-Isotopien der Gesteine zum Zeitpunkt der Kristallisation gegen deren Modellalter aufgetragen. Rb und Sr werden bei chemischer Verwitterung fraktioniert, deshalb spiegelt sich ein erhöhter sedimentärer Anteil im Edukt in erhöhten initialen Sr-Isotopien wieder. Das Sm/Nd-Verhältnis ist stattdessen resistent gegen Verwitterung. Werden Sedimente aufgeschmolzen, die vom Inselbogen stammen, sollten sich nur die Sr-Isotopien erhöhen, Nd-Modellalter aber gleich bleiben. Werden Sedimente aufgeschmolzen, die von Baltica abgetragen wurden, erhöhen sich initiale Sr-Isotopien und Nd-Modellalter. Werden tiefkrustale

Inselbongesteine aufgeschmolzen, enthalten diese keine sedimentäre Komponente, so daß ausschließlich niedrige initiale Sr-Isotopien zu erwarten sind und die Nd-Modellalter dem tatsächlichen Zeitpunkt der Abspaltung der Gesteine vom Mantel entsprechen sollten.

ABBILDUNG 60. Vergleich von Nd-Modellaltern aus der OUZ mit radiometrischen Altersdaten aus Inselbogenrelikten des Urals, Datenpunkte in Klammern wurden nicht bei der Berechnung der Regressionsgeraden berücksichtigt.



In Abbildung 60 auf Seite 135 folgen die zur Verfügung stehenden Datenpunkte zwei linearen Trends: Trend 1 zeigt eine sehr schwach negative Korrelation von initialen Sr-Isotopien und Nd-Modellaltern. Die Sr-Isotopien aller Proben dieser Gruppe sind nahezu konstant und niedrig (~0,704), was darauf hinweist, daß kaum sedimentäre Verunreinigung vorhanden ist. Deshalb ist anzunehmen, daß diese Proben aus Inselbogenunterkruste generiert wurden. Trend 2 zeigt eine deutliche positive Korrelation von initialen Sr-Isotopien und Nd-Modellaltern, die auf eine Verunreinigung der magmatischen Komponente dieser Proben durch älteren sedimentären Detritus zurückzuführen ist. Die Regressionsgerade durch die Punkte dieser Gruppe kann als Mischungslinie von zwei Komponenten betrachtet werden. Komponente 1 sind Sedimente, die von Baltica abgetragen wurden und Nd-

Modellalter $<1,65$ Ga und hohe Sr-Isotopien haben. Komponente 2 stellt Inselbogenmagmatite mit Sr-Isotopien von 0,704 und Nd-Modellaltern von 500-600 Ma dar. Die Proben der Gruppe 2 präsentieren aufgeschmolzene Inselbogenoberkruste mit unterschiedlich hohem sedimentärem Anteil am Edukt.

Durch die Proben der Gruppe 1 läßt sich ebenfalls eine Regressionsgerade legen, die die Gerade der Gruppe 2 in einem Punkt schneidet. Dieser Punkt markiert das jüngste mögliche Alter präuralidischer Inselbogenaktivität und liegt bei (560 Ma; 0,70393). Er fällt mit dem Zeitpunkt der cadomischen Orogenese im Ural zusammen.

Um die vorgestellten Daten geologisch interpretieren zu können, wurden diese mit radiometrischen Altersdaten aus jenen geologischen Baueinheiten verglichen, in denen präuralidische Inselbogengesteine aufgeschlossen sind: mit dem Maksyutov-Komplex westlich der MUF und dem Sisert-Komplex in der OUZ des mittleren Urals.

Im Maksyutov-Komplex ist der Kontinentalrand Osteuropas aufgeschlossen, dem proterozoische Sedimente mit Inselbogensignatur aufliegen, in die Eclogitlinsen mit Inselbogen und MORB-Signatur eingeschlossen sind. Das Alter dieser Inselbogenpelite wurde von verschiedenen Autoren durch Rb/Sr und U/Pb-Datierung bestimmt (Dobretsov 1974, Sobolev et al. 1986 u.a. in Hetzel 1999) und beinhaltet ein großes Altersspektrum von 800-1300 Ma das sich mit der Baikalischen Orogenese korrelieren läßt. Vor 550-540 Ma wurden diese Sedimente thermisch überprägt (Matte 1993, Krasnobajev 1995 in Hetzel 1999), was mit der cadomischen Orogenese übereinstimmt. Außerdem wurden in Marmorlinsen mittelordovizische Mikrofossilien gefunden (Ivanov et al. 1990). Dieser sedimentäre Eintrag wird mit dem Rifting des Uralozeans im späten Arenig korreliert.

Im Sisert-Komplex sind Gneise und Glimmerschiefer aufgeschlossen, die als Metavulkanite interpretiert werden. Sie enthalten früh- und mittelpaläozoische Fossilien. Die Inselbogenoberkruste des Sisert-Komplexes zeigt in ihren geochemischen Daten einige Übereinstimmungen mit dem Edukt der Gneisplatte von Kartali. Die Nd-Modellalter liegen zwischen 564-1033 Ma. Reliktische Magmatite kristallisierten vor ca. 450 Ma (Echtler et al. 1997) und werden mit der Öffnung des Uralozeans in Zusammenhang gebracht. Vor ca. 350 Ma wurden diese Inselbogenkomplexe in die Uralorogenese einbezogen und in eine Tiefe mit Drücken von 6-10 kbar versenkt. Im Perm wurden sie in NW Richtung parallel zur MUF exhumiert, wobei eine deutliche sinistrale Blattverschiebungskomponente beteiligt war (Echtler et al. 1997).

Es ist anzunehmen, daß im Maksyutov- und Sisert-Komplex jene Kruste aufgeschlossen ist, die das Edukt der Granit-Gneis-Dome darstellen.

Ein direkter Vergleich der radiometrischen Altersdaten ist nur mit den Modellaltern der Proben von Gruppe 1 möglich, da diese kaum sedimentäre Anteile enthalten. Sowohl Nd-Modellalter als auch die Protolithalter des Maksyutov-Komplexes liegen im Intervall von 800-1300 Ma und stimmen mit dem Zeitraum überein, in dem im Timan am Ostrand Balticas die Baikalische Orogenese stattfand. Das Zilmerdak-Konglomerat im südlichen Westural wurde vor 910-950 Ma thermisch überprägt (Glasmacher et al. 1999), was ein Anzeichen dafür ist, daß die Baikalische Orogenese auch im Südural stattfand. Zwischen 600-800 Ma folgt eine Lücke in den radiometrischen Altersdaten und den Nd-Modellaltern. Erneute Anzeichen für eine magmatische Aktivität finden sich in guter Übereinstimmung in beiden Datensätzen um ca. 560 Ma. Zu dieser Zeit wurde das Terran von

Beloretsk cadomisch überprägt, was belegt, daß der Kontinentalrand Balticas von der cadomischen Orogenese erfaßt wurde.

Die verdickte Inselbogenkruste der Zone von Magnitogorsk ist das Ergebnis langwieriger Akkretionsprozesse vor dem Kontinentalrand von Baltica. Das episodische Auftreten von Altersdaten in guter Korrelation mit orogenen Phasen und die Tatsache, daß die Inselbogenoberkruste des Sisert-Komplexes in Tiefen von bis 10 kbar Druck versenkt wurde, zeigen, daß diese Akkretionsprozesse nicht kontinuierlich erfolgten. Stattdessen legen die Daten nahe, daß sich mehrere Akkretionskomplexe vor dem Kontinentalrand von Baltica episodisch während großer orogener Ereignisse gebildet haben und bei der Uralorogenese gestapelt wurden.

Die vorgestellten Daten machen die folgende geologische Entwicklung des Edukts der Gneiskomplexe wahrscheinlich:

Bei der baikalischen Orogenese entstand vor Baltica ein Inselbogen, der wahrscheinlich mit dem Kontinent kollidierte. So wurde die Inselbogenkruste bereits im Proterozoikum orogen verdickt. Der Inselbogen wurde bei der cadomischen Orogenese thermisch überprägt und wahrscheinlich von erneuten Akkretionsprozessen betroffen. Im mittleren Ordovizium fand ein weltweites thermisches Ereignis statt, das den Zerfall des avalonisch-cadomischen Gebirgsgürtels vor Gondwana und Baltica einleitete (Linnemann et al. 1998). Im Ural wurde es bisher im Sisert-Komplex nachgewiesen (Kramm et al. 1993). Mittelordovizische Zirkone wurden auch in der Gneisplatte von Kartali gefunden. Sie lassen den Schluß zu, daß ihr Edukt von diesem thermischen Ereignis betroffen gewesen sein muß und somit Teil des Osteuropäischen Kontinents war. Durch den mittelordovizischen Magmatismus wurde die Öffnung des Uralozeans eingeleitet. Dabei brachen Krustenblöcke von Baltica ab, deren Sr- und Nd-Isotopien dafür sprechen, daß sie überwiegend aus Inselbogenmaterial bestanden. Sie bildeten die östliche Begrenzung des Uralozeans, der ein Randmeer des Khnaty-Mansi-Ozeans war. Deshalb liegen sie heute östlich der Uralsutur. Wahrscheinlich wurden während des Riftings verstärkt klastische Sedimente von Osteuropa abgetragen, was im Maksyutov-Komplex und Sisert-Komplex direkt nachweisbar ist und sich in den Isotopendaten der Granit-Gneis-Dome dadurch äußert, daß die jüngsten magmatischen Einheiten besonders stark von Sedimenten kontaminiert wurden. Bei der Uralorogenese wurden die präuralidischen Inselbogenkomplexe unter den Inselbogen von Magnitogorsk versenkt, metamorphisiert und partiell geschmolzen. Anteile dieser Krusteneinheiten wurden im Perm im Sisert-Komplex exhumiert und sind heute dort aufgeschlossen.

7.3. Die tektonomagmatische Entwicklung der Granit-Gneis-Komplexe

Die Granit-Gneis-Dome der OUZ bildeten sich in einem konvergenten geotektonischen Regime als Ergebnis der Uralorogenese und postkollisionaler Blattverschiebungstektonik im Ostural. Die Voraussetzungen dafür, daß großvolumige Schmelzen generiert werden konnten, wurden im kollisionalen Stadium der Uralorogenese geschaffen, in der das Gebirge Energie akkumulierte. Drei Mechanismen führten zur Erhöhung des geothermischen Gradienten im orogenen Keil:

- 1.) Im Devon muß die Zone von Magnitogorsk ein Gebiet mit niedrigem geothermischem Gradienten gewesen sein, da sie von einem kalten subduzierten Krustenkeil unterlagert wurde. Die Uralorogenese beendete die Subduktion dadurch, daß der Ozean geschlossen wurde. Als Folge riß der subduzierte Slab ab und versank. Warmes Asthenosphärenmaterial konnte stattdessen aufsteigen, so daß sich der geothermische Gradient in der Zone von Magnitogorsk im Karbon signifikant erhöht haben muß.
- 2.) Nach der Stapelung verschiedener Inselbogenkomplexe lag die heiße Unterseite des Magnitogorsker Inselbogens auf der kalten Oberseite seiner Unterplatte, wodurch diese aufgeheizt wurde.
- 3.) Die hohen Gehalte an radioaktiven Elementen in den Graniten und Gneisen lassen vermuten, daß auch die Wärmeproduktion durch radioaktiven Zerfall dazu beitrug, daß sich die thermische Energie im orogenen Keil erhöhte (Gerdes et al. 2001).

Somit entstand im orogenen Keil ein Überschuß an Wärmeenergie gegenüber dem unverdickten Vorland. In einem schmalen Orogen kann der Überschuß an thermischer Energie schnell an die kalten Flanken abgeführt werden. In einem "breiten" Orogen entsteht ein Wärmestau, durch den die Unterkruste partiell aufgeschmolzen wird. Der Überschuß an thermischer Energie wird dann durch die Migration der Schmelzen an die Flanken des Orogens abgebaut.

Der heutige Ural hat eine O-W-Erstreckung von ca. 300 km, der orogene Keil ist nur 150-200 km breit. Er ist eigentlich zu schmal, um Schmelzen zu bilden. Trotzdem entstanden im östlichen Ural großvolumige Batholithe, was sich am einfachsten durch die Annahme erklären läßt, daß der Ural zum Zeitpunkt der Schmelzbildung deutlich breiter war.

Die heutigen Strukturen in der Osturalzone und der Zone von Magnitogorsk sind von einer permischen sinistralen Blattverschiebungstektonik geprägt worden, bei der der passive Kontinentalrand Osteuropas begradigt wurde. Die Strukturen der OUZ, die durch Lineationskartierung aus einer Satellitenszene erfaßt wurden, lassen vermuten, daß die OUZ eine bedeutende Blattverschiebungszone war, die mit der heutigen San-Andreas Verwerfung vergleichbar gewesen sein muß. Das Erscheinungsbild der Großstrukturen im Mittleren und Nördlichen Ural erinnert an Scherlinsen. Deshalb läßt sich annehmen, daß diese geologischen Einheiten durch strike-slip-Tektonik aus dem Südural nordwärts bewegt wurden und ursprünglich die Zone von Magnitogorsk verbreiterten. Diese Theorie wird dadurch untermauert, daß in der Zone von Magnitogorsk ein großer fore-arc-Bereich und Teile des Vulkanbogens aufgeschlossen sind, während die back-arc-Bereiche fehlen. In der Zone von Tagil sind MORB und Volcanic arc-Komplexe aufgeschlossen, die fore-arc-Bereiche fehlen aber. Im mittleren Ural sind Gesteinseinheiten

aufgeschlossen, deren geochemische Signaturen gut mit denen der Unterplatte der Zone von Magnitogorsk übereinstimmen. Für eine Korrelation der Scherlinsen miteinander und eine Rekonstruktion des Gebirges vor der Zerschering fehlen allerdings die Geländedaten.

Die Anwesenheit der postkollisionalen Schmelzen erleichterte die Entkopplung der fore- und back-arc-Bereiche der Zone von Magnitogorsk. Als Ergebnis der Scherbewegungen gelangte die unverdickte ozeanische Kruste der OUZ direkt neben die extrem verdickten Inselbogeneinheiten der Zone von Magnitogorsk. So existierte ein hohes Gefälle im gravimetrischen und thermischen Potential der beiden Zonen, das eine Migration der Schmelzen nach Osten ermöglichte. Durch diese Schmelzen wurde die OUZ aufgeweicht und war nun in der Lage Blattverschiebungsbewegungen zu akkumulieren. Außerdem wurde durch die Anwesenheit von Schmelzen im Vorland der verdickten Inselbogenkruste ein ostwärts gerichtetes Unterkrustenfließen ermöglicht. Dieses wiederum bewirkte die finale Exhumierung der Granit-Gneis-Komplexe und die erhöhte Krustenmächtigkeit der OUZ.

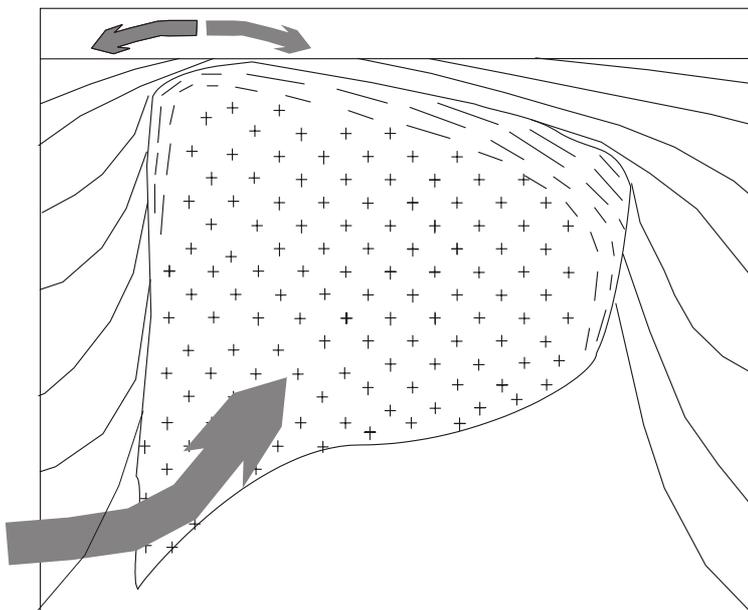
7.4. Magmenaufstieg und Plutongeometrie

Die juvenile kontinentale Kruste der OUZ zeichnet sich durch eine so große stoffliche, petrologische und strukturelle Vielfalt aus, daß die bisher gehegten Zweifel an ihrer einheitlichen Entstehung berechtigt erscheinen. Kann bei einer "einfachen" Plutonintrusion wirklich ein so großes Spektrum an Gefügen, metamorphen Mineralassoziationen und regionalen Strukturen entstehen, wie es in der südlichen OUZ angetroffen wird?

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, daß tatsächlich nur wenige variable Parameter nötig sind, um die individuellen Variationen in Plutongeometrie und -chemismus und Metamorphosegrad zu erklären. Am stärksten ist das Erscheinungsbild eines Plutons von seinem Aufstiegs- und Platznahmemechanismus abhängig. Der Aufstiegsmechanismus granitischer Schmelzen wiederum wird von den geologischen Besonderheiten des Intrusionsrahmens diktiert.

Die OUZ besteht aus basischen bis ultrabasischen Gesteinen und war zum Zeitpunkt der Magmenintrusion eine bedeutende Blattverschiebungszone. So boten sich für granitische Schmelzen zwei Aufstiegsmechanismen besonders an: Der Aufstieg als Diapir, bei dem der Dichtekontrast von Granit und Rahmengestein ausgenutzt wird sowie der störungsgebundene Aufstieg, bei dem die Magmen gute strukturell kontrollierte Wegsamkeiten vorfinden.

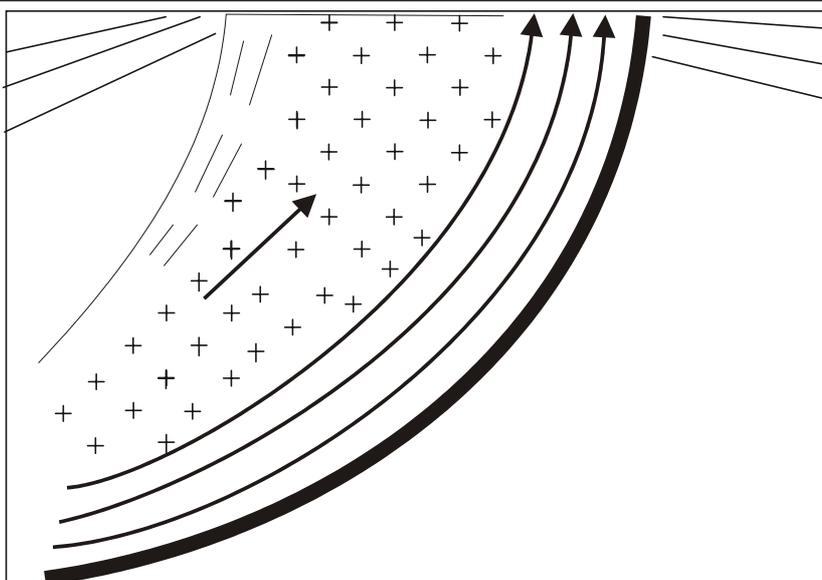
ABBILDUNG 61. Der Dzhabyk-Diapir, Skizze



Der Dzhabyk-Granit-Gneis-Komplex ist Beispiel für einen Diapir (Abbildung 61 auf Seite 140). In diesem Fall muß sich der Pluton den Platz für seinen Aufstieg selbst schaffen. Große Schmelzmengen sammeln sich in einer Magmenkammer, bis deren Auftrieb groß genug ist um aufzusteigen. In der Magmenkammer werden die Schmelzen gemischt und homogenisiert. So erklärt sich die einheitliche geochemische Signatur des Dzhabyk-Plutons. Beim Aufstieg wirken die Körperkräfte des Diapirs platzschaffend, das Rahmengestein setzt dem Aufstieg einen Widerstand entgegen. So kommt es zur Scherung der Randbereiche des Plutonitkörpers und zur Entstehung eines Gneismantels, für den das umlaufende plutonkonkordante Streichen seiner Foliation und die kontinuierliche Zunahme des

Deformationsgrades zum Rand charakteristisch sind. Die Deformation ist ausschließlich an den Aufstieg des Diapirs gebunden und findet nur in einem beschränkten Temperaturbereich statt. Hochtemperierte metamorphe Mineralassoziationen entstehen. Die Dachbereiche des Plutons werden abgeschert, ausgedünnt und aufgedomt. Die plutonkonkordanten Strukturen des Gneismantels setzen sich im Rahmen fort. Eine Antiklinalstruktur und ein ausgedünntes Krustenprofil sind charakteristisch für die Rahmengesteine. Alle beschriebenen Strukturen verlaufen diskordant zum regionalen Baustil der OUZ. Sie werden von uralischen strike-slip-Zonen am Ost- und Westrand des Plutons abgeschnitten. Unter der Wirkung des regionalen Spannungsfeldes wurde auch das Sprödbbruchmuster im Pluton angelegt, das asymmetrisch aufgebaut ist.

ABBILDUNG 62. Intrusion des Suunduk-Plutons, Skizze



Der zweite Aufstiegsmechanismus ist der durch Dykes, bei dem Wegsamkeiten genutzt werden, die durch die Wirkung des regionalen Spannungsfeldes geschaffen wurden (Abbildung 62 auf Seite 141). Diesen Mechanismus findet man im Suunduk-Komplex. Die Plutonform ist konkordant zu den regionalen Strukturen, das heißt, der Granit-Gneis-Komplex ist in N-S-Richtung stark gelängt. Da der Pluton sich den Platz für seinen Aufstieg nicht selbst schaffen mußte, war eine große Magmenkammer nicht nötig. Stattdessen fanden häufige pulsweise Magmenintrusionen in die Scherzone statt. Die Folge davon ist ein heterogener Chemismus der Gesteine des Suunduk-Komplexes sowie ein magmatischer Lagenbau, der parallel zum konjugierten Schersystem angelegt wurde, steil steht und in N-S bzw. NW-SO-Richtung streicht. Da die Magmen in eine aktive Scherzone intrudierten, entstanden zahlreiche synmagmatische Deformationsstrukturen. Bei der Platznahme neuer Magmen wurden bereits erstarrte Plutonite deformiert. Ein metamorpher Lagenbau entstand, der ebenfalls kohärent zum konjugierten Schersystem orientiert ist. Typisch sind Lagen, innerhalb derer ein konstanter Deformationsgrad vorliegt, die durch Intrusivkontakte voneinander getrennt werden. Die Deformation der Gesteine hielt auch nach deren Platznahme noch an, so daß sich metamorphe Mineralassoziationen bis in den grünschieferfaziellen Bereich bildeten. Die Rahmengesteine mußten bei diesem Intrusionsmechanismus nicht abgeschert werden, so daß das ausgedünnte Krustenprofil im Rahmen des Plutons fehlt. Magmenkörpereigene Kräfte wirkten im Suunduk-Komplex nur untergeordnet. So wurde zur Intrusion bevorzugt jene Scherzonenschar des

konjugierten Schersystems ausgenutzt, die parallel zum jeweiligen Plutonrand verläuft. Der Intrusionsrahmen wurde leicht aufgedomt.

Die Beispiele des Dzhabyk- und des Suunduk-Komplexes zeigen, daß Plutongeometrie und Strukturinventar eines jeden Plutons aus der Interaktion von regionalem Spannungsfeld und Magmendynamik entsteht. Je nachdem, welche der beiden Kräfte dominant ist, bilden sich bestimmte Strukturen aus.

Typische Anzeichen für die Wirkung von körpereigenen Kräften sind:

- * isometrische Plutonform
- * homogener Chemismus der Gesteine
- * Ausbildung plutonkonkordanter, radialer Strukturen
- * Bildung metamorpher Mineralassoziationen in einem engen Temperaturbereich (nur amphibolitfaziell)
- * Doming und Ausdünnung des Dachbereichs

Anzeichen für die Wirkung des regionalen Spannungsfeldes sind:

- * N-S gelängte Plutonform
- * heterogener Chemismus der Gesteine
- * lit-par-lit Intrusion
- * Bildung metamorpher Mineralassoziationen in einem großen Temperaturbereich (symmagmatisch bis grünschieferfaziell)
- * Ausbildung scherzonenkonkordanter sinistraler Strukturen

Die Kräfte, die bei der Entstehung der Granit-Gneis-Komplexe wirkten, sind gleich, doch von ihrer Interferenz in einer bestimmten Phase der Plutonbildung bei bestimmten p,T-Bedingungen wird das individuelle Erscheinungsbild eines Batholithkörpers entscheidend geprägt.

7.5. Die regionale Entwicklung im Ostural

Nachdem die in der Arbeit gewonnenen Daten unter verschiedenen Gesichtspunkten diskutiert wurden, soll nun die regionale geologische Entwicklung im östlichen Ural, die zur Entstehung der Granit-Gneis-Komplexe führte, beschrieben werden.

Erste Anzeichen einer tektonischen Aktivität am Kontinentalrand Balticas finden sich in 900-1200 Ma alten Relikten von Inselbogengesteinen, die wahrscheinlich im Laufe der baikalischen Orogenese entstanden, an Baltica akkretioniert und bei der cadomischen Orogenese thermisch überprägt wurden.

Im mittleren Ordovizium öffnete sich der Uralozean als Randmeer des Khanty-Mansi-Ozeans. Dabei brachen Krustenblöcke vom Ostrand Balticas ab. Der Uralozean wurde im Osten von diesen Krustenblöcken begrenzt, die wahrscheinlich überwiegend aus Inselbogenmaterial bestanden, wie die Sr- und Nd-Isotopien daraus abgeleiteter Gesteine belegen.

Eine schiefe NW-gerichtete Konvergenz zwischen Baltica und Sibiria leitete die Schließung des Uralozeans ein. Sie wurde durch die Drehung Sibiriens im Uhrzeigersinn gegenüber Europa verursacht. Eine Subduktionszone bildete sich, die nach Osten und nicht unter Baltica einfiel, obwohl der Kontinentalrand von Sibirien noch mindestens 1000 km weiter im Osten lag. Möglicherweise bildete sich die Subduktionszone spontan oder sie tauchte unter die cadomisch konsolidierten Krustenblöcke am Ostrand des Uralozeans ab. An der Subduktionszone entstand ein neuer Inselbogen, der von Magnitogorsk, der von Vulkaniten des unteren und mittleren Devons aufgebaut wird (390-380 Ma stratigraphisches Alter). Im Mitteldevon wurde der Uralozean stark eingeeengt, was dazu führte, daß sich der Ozean schloß und die Subduktion endete. Bei anhaltender Kompression wurde die ehemalige Subduktionszone in eine Überschiebungsbahn umfunktioniert, die MUF. An ihr wurden die Blauschiefer des Maksyutovkomplexes direkt nach ihrer Hochdruckmetamorphose exhumiert, was sich in eng beieinanderliegenden Abkühlaltern des Gesteinskomplexes [15 Ma für die Exhumierung nach Glasmacher et al.(1999)] äußert. Vor 365-350 Ma wurden weitere Deckenstapel aus dem Ostural auf den europäischen Kontinentalrand überschoben. So entstanden die allochthonen Einheiten des Zentralural. Die Kontinentalrandsedimente wurden gestapelt, verfaltet und verschuppt. Sie bilden den heutigen Faltegürtel des Westurals und die Unterlage der allochthonen ozeanischen Decken des Zentralural. Im Westural wurde so durch Krustenstapelung eine verdickte orogene Kruste erzeugt. Diese Kruste besitzt überwiegend eine saure Zusammensetzung und weist eine geringe Dichte auf. Ihr heutige Mächtigkeit beträgt ca. 40 km. Im östliche Ural wurden Inselbögen gestapelt (Echtler et al. 1998). Die Wurzel des Urals bildete sich unter der Zone von Magnitogorsk. Die Kruste erreichte hier eine Mächtigkeit von mindestens 57 km. Sie besteht aus basischen Gesteinseinheiten mit einer hohen Dichte. Fragmente kontinentaler Kruste fehlen.

Nach der Überschiebung der Deckenstapel aus der Zone von Magnitogorsk in den Zentralural ließen die Kompressionsbewegungen im Ural nach, obwohl der Khanty-Mansi-Ozean noch nicht geschlossen war und die Plattenkonvergenz zwischen Sibirien und Asien noch anhielt. Dieser tektonische Hiatus könnte dadurch verursacht worden sein, daß sich in der Transuralzone eine neue Subduktionszone ausbildete, die die Konvergenz akkumulierte. So kam es, daß die OUZ, die östlich der gestapelten Inselbögen lag und Teil des Khanti-Mansi Ozeans war, nicht in die Kollision und Krustenstapelung mit einbezogen wurde. Sie besteht deswegen aus einer Oberplatte, die überwiegend unmetamorphe marine Sedimente und Ophiolithe enthält. Die Kruste der OUZ muß im Karbon ca. 12

km mächtig gewesen sein (6 km ozeanische Kruste + 6 km sedimentäre Auflage). Sie ist im Vergleich zur westlich anschließenden Zone von Magnitogorsk geringmächtig und unkonsolidiert.

Das Nachlassen der Kompression im Ural ermöglichte es synkollisional gebildeten Schmelzen an den Flanken der Zone von Magnitogorsk aufzusteigen. So manifestiert sich der tektonische Hiatus in der ersten Phase des Uralischen Magmatismus, in der sich vor ca. 330 Ma zeitgleich in der MUF und der OUZ geringvolumige Plutonite bildeten. Er leitet das postkollisionale Stadium der Uralorogenese ein, das durch eine Umstellung des Deformationsregimes gekennzeichnet ist.

Im Perm wurde im Ural ein tektonischer Baustil angelegt, der sich von dem im synkollisionalen Stadium erzeugten deutlich unterscheidet. Er läßt sich am einfachsten durch strain partitioning und die Aufspaltung des NW-orientierten Spannungsvektors in eine nach W gerichtete pure shear und in eine N-gerichtete simple shear Komponente erklären. Im Westural entstand ein W-vergenger Faltenbau. Scherbewegungen wurden an großen sinistralen N-S streichenden Blattverschiebungen aufgenommen. In der OUZ prägen sie den tektonischen Baustil, denn diese Zone wurde von den kompressiven Ereignissen im Ural weitgehend verschont und bestand aus wenig metamorphisierter Kruste, die geringmächtiger und weicher war als die der Zonen von Magnitogorsk und des Zentralural. Auch die Anwesenheit großer Volumina von Schmelze im Oberkarbon und Perm erleichterte die Entkopplung der gegeneinander verschobenen Krustenbereiche und bildete eine gute Voraussetzung um strike-slip aufzunehmen. So entwickelte sich eine enge wechselseitige Beziehung zwischen strike-slip und intrudierenden Schmelzen. Während die Schmelzen die strike-slip-Zonen als Intrusionswege benutzten, erleichterte ihre Anwesenheit wiederum die Bildung neuer Scherbahnen.

Neben den strike-slip-Bewegungen gehört der postkollisionale gravimetrische und thermische Ausgleich im Gebirge zu den bedeutenden Ereignissen am Ende der Uralorogenese. Die Erdkruste ist im Bereich des Ural in einem Gebiet von wenigen 100 km Breite auf mindestens 57 km Mächtigkeit verdickt gewesen. Dieses System ist energetisch instabil. Ein Gebirge equilibriert seinen Energiehaushalt, in dem es Wärme und Masse an die weniger verdickten Flanken abführt. Weil der Ural asymmetrisch aufgebaut ist, unterscheiden sich die Mechanismen der Equilibrierung im West- und Ostural.

Im Westural, wo leichte kontinentale Kruste ($2,7 \text{ g/cm}^3$) in den dichten Mantel ($3,1 \text{ g/cm}^3$) hinabgedrückt worden war, setzten vor 280 Ma isostatische Hebungsbewegungen ein [Apatit-Fission track Alter an Sedimenten des Westural von Seward et al. (1997)]. An der Erdoberfläche wurden diese Hebungen durch Erosion kompensiert. Die Abtragungsprodukte wurden in der Präuralvortiefe abgelagert, die bis zu 6000 m mächtige terrigene Sedimente von Oberkarbon bis Trias enthält. So wurde die orogene Wurzel unter dem Westural abgebaut und seine Masse im Bereich von Gebirge und Vorland gleichmäßiger verteilt. Die isostatischen Hebungen im Westural gingen sehr langsam mit Geschwindigkeiten von $<0,05 \text{ mm/a}$ vor sich (Seward et al. 1997). Die Ursache dafür könnte in den basischen Decken im Zentralural zu suchen sein, die dort das oberste Krustenstockwerk bilden und schwerer sind als durchschnittliche kontinentale Kruste. So wirkten diese allochthonen Einheiten wie ein Deckel, der den Aufstieg der darunter liegenden leichten kontinentalen Kruste behinderte.

Die Zone von Magnitogorsk besteht aus gestapelten basischen Krusteneinheiten mit durchschnittlichen Gesteinsdichten von $2,9 \text{ g/cm}^3$. Diese Kruste ist leichter als der Mantel, aber zu schwer, um isostatisch aus ihm herausgehoben zu werden. So bildet der Ostural ein Tiefland, unter dem die orogene Wurzel erhalten blieb. Nach Beendigung der Subduktion unter der Zone von

Magnitogorsk riß der kalte Slab ab und versank im Mantel, so daß warmes Asthenosphärenmaterial aufsteigen konnte. Der geothermische Gradient erhöhte sich. Die Wurzel wurde partiell aufgeschmolzen. Die Schmelzen enthielten die leichtesten Bestandteile des Protoliths, so daß die Restite noch dichter und ihre isostatische Hebung noch unwahrscheinlicher wurde.

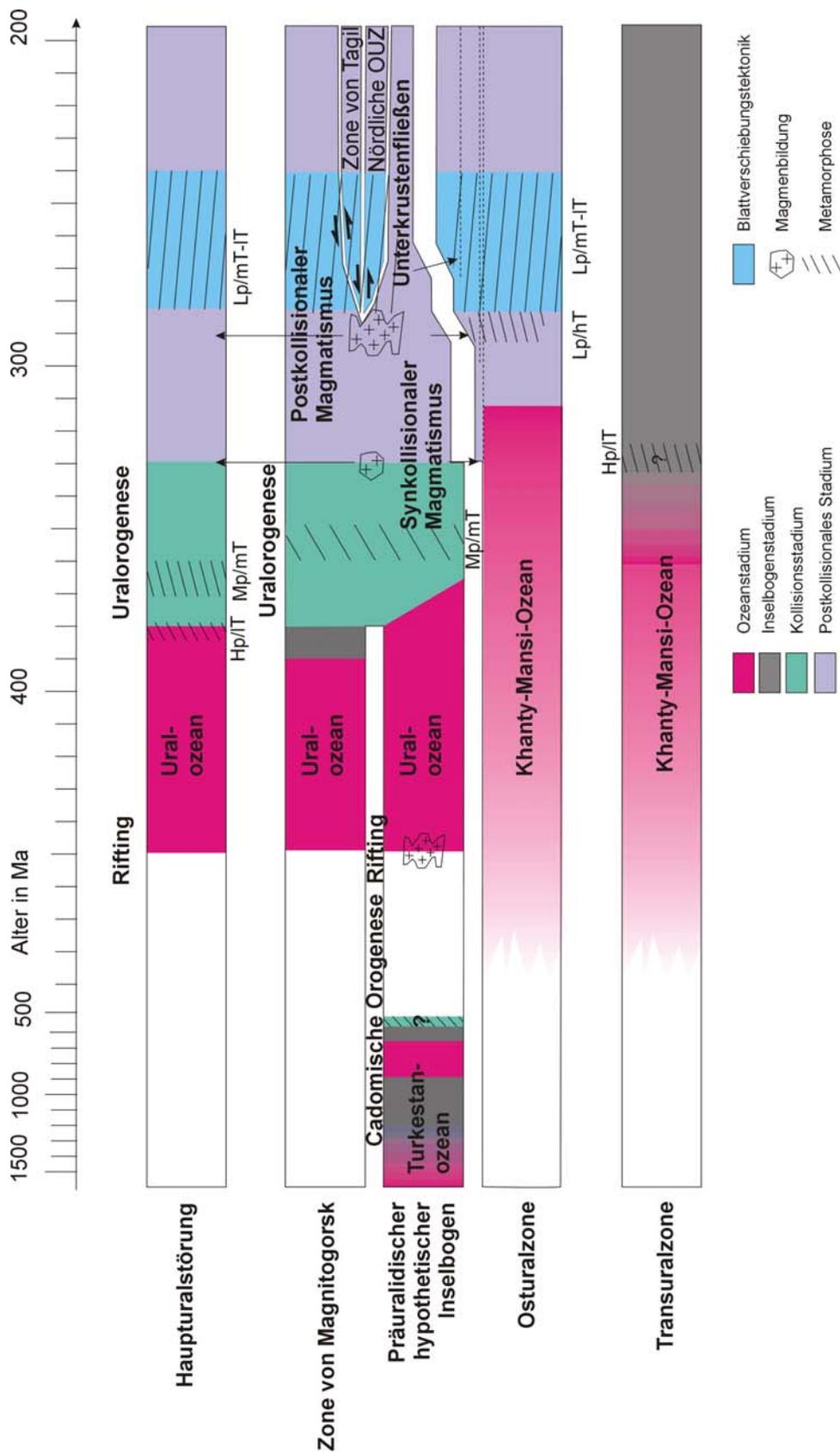
Die Schmelzen sammelten sich in Niedrigdruckgebieten, bis ihr Auftrieb oder ihre thermische Energie groß genug war, um durch die verdickte Orogenkruste aufsteigen zu können. Sie bildeten großvolumige Magmenkörper. So begann das zweite plutonische Ereignis im Ural. Es fand zeitgleich mit der isostatischen Hebung des Westurals statt (290-260 Ma Fershtater et al. 1997). Als Ziel der Migration der Schmelzen bot sich die Osturalzone an, denn sie liegt an der Flanke des Orogens, war von der Orogenese verschont geblieben und eine aktive strike-slip-Zone mit guten Magmenwegsamkeiten. Die Schmelzen migrierten zumindest teilweise entlang der Krusten-Mantel-Grenze der OUZ und stiegen auf Grund ihres geringen Auftriebs durch die ozeanische Kruste der OUZ bis zu ihrer sedimentären Auflage auf. Dabei wurden die Randbereiche der Plutone deformiert und metamorphisiert.

Im Perm haben sowohl in der Zone von Magnitogorsk als auch in der OUZ großvolumige Schmelzen existiert. Dadurch entstanden ideale Bedingungen, um den isostatischen Ausgleich der Zone von Magnitogorsk durch Unterkrustenfließen zu realisieren. Die Unterkruste der Zone von Magnitogorsk war durch die Anwesenheit der Schmelzen viskos genug, um fließen zu können. Sie konnte leicht von Oberkruste und Mantel entkoppelt werden. Damit Unterkruste aus dem verdickten Krustenstapel entkommen kann, muß auch dessen Vorland niedrig viskos sein. Westlich der Zone von Magnitogorsk wurde das Unterkrustenfließen durch die kalte orogene Kruste der Zentraluralzone blockiert. Im östlichen Vorland der Zone von Magnitogorsk lag die OUZ mit einer geringen Krustenmächtigkeit und hohem Schmelzanteil. So herrschten gute Bedingungen für ein Unterkrustenfließen nach Osten. Die Krustenmächtigkeit der Zone von Magnitogorsk verringerte sich dadurch. Die OUZ wurde durch basisches Gesteinsmaterial verdickt. Daß diese Gesteinseinheiten aus der Zone von Magnitogorsk in die OUZ eindringen, wird dadurch belegt, daß im seismischen Profil hochreflektierende Horizonte den Granit unterlagern. Sie fallen nach Osten ein und zeigen keine Hinweise darauf, daß sie von Graniten durchwandert wurden (Tryggvason et al. 2001). Es ist anzunehmen, daß sie erst nach der Intrusion der Granite in ihre heutige Position gelangten. Die finale Exhumierung der Granit-Gneis-Dome wurde wahrscheinlich durch das Unterkrustenfließen bewirkt, denn ostwärts einfallende Strukturen setzen sich bis in den Granitkörper von Dzhabyk fort und sind auch im Dachbereich des Plutons aufgeschlossen.

Als Ergebnis der beschriebenen permischen tektonischen und magmatischen Prozesse besteht die südliche OUZ heute aus drei Baueinheiten: erstens aus ozeanischer Kruste und aufliegenden Sedimenten, zweitens aus Granit-Gneis-Komplexen und drittens aus basischer Unterkruste.

Sie erreicht eine Krustenmächtigkeit von ca. 50 km. Sie baut gemeinsam mit der Zone von Magnitogorsk den orogenen Keil des Urals auf und beinhaltet seine Wurzel. Die Geometrie des Keils ist durch die Haupturalstörung und den Kartali Seismic Reflektor vorgegeben, die wahrscheinlich beide Subduktionszonen waren und die Magmenmigration und das Unterkrustenfließen begrenzten. Als die Magmenkörper erstarrten, wurde aus der OUZ eine Kristallinzone, die durch eine hohe Festigkeit gekennzeichnet war und tektonischem Streß einen großen Widerstand entgegengesetzte. Die strike-slip-Tektonik in der OUZ kam zum Erliegen und auch während der alpidischen Gebirgsbildung wurde die ehemalige Schwächezone zwischen Sibirien und Baltica nie wieder tektonisch aktiviert.

ABBILDUNG 63. Die geologische Entwicklung im östlichen Ural- Zeitstreifen, Stofftransport fand zwischen den verschiedenen Zonen statt, so daß diese ihre Mächtigkeit und geographische Ausdehnung änderten



Die kontinentale Kruste in der Osturalzone wurde bisher als Mikrokontinent interpretiert, der bei der Uralorogenese an den Inselbogen von Magnitogorsk andockte. Bei den Untersuchungen im Dzhabyk- und Suunduk-Komplex konnten jedoch bei makroskopischen, mikroskopischen und stofflichen Untersuchungen keinerlei Anzeichen für die Existenz von Splittern alter kontinentaler Kruste gefunden werden.

Stattdessen zeigte sich, daß die Gneiskomplexe in der Umrandung des Dzhabyk- und Suunduk-Plutons aus oberkarbonisch bis permisch kristallisierten granitischen Protolithen entstanden sind. Die Gneis-Komplexe sind syntektonische postkollisionale Bildungen der Uralorogenese und stellen deformierte Randbereiche der Plutone der Uralischen Granitachse dar, die bei Aufstieg oder Platznahme der Magmatite gesichert und metamorphisiert wurden. Geometrie, Strukturinventar und Metamorphosegrad der Granit-Gneis-Komplexe sind als Folge der interferierenden Wirkung von plutoninternen Körperkräften und regionalem Streßfeld in jedem Komplex individuell ausgebildet.

Der Intrusionsrahmen der Granit-Gneis-Komplexe wird durch marine Sedimente und ozeanische Kruste der Osturalzone gebildet. Diese Einheiten wurden nicht von der Krustenstapelung der Uralorogenese betroffen, waren unkonsolidiert und geringmächtig, so daß sie leicht postkollisionalen strike-slip aufnehmen konnten und gute Magmenwegsamkeiten boten.

Auf Grund ihrer geringen Krustenmächtigkeit kann die Osturalzone nicht die Magmenquelle der Granit-Gneis-Komplexe enthalten haben. Die Feldbefunde in den Granit-Gneis-Komplexen zeigen, daß die Schmelzen aus Westen in die Osturalzone eindrangten.

Die Magmen, aus denen die Granit-Gneis-Dome entstanden, wurden aus Inselbogenmaterial generiert. Dazu ist eine stark verdickte Inselbogenkruste Voraussetzung. Diese Voraussetzung wird im Ural ausschließlich in der Zone von Magnitogorsk erfüllt. Sie kommt als einzige potentielle Magmenquelle in Frage, denn sie enthält ausschließlich Gesteine mit Inselbogencharakteristik und eine extrem mächtige Kruste. Magmatische Aktivitäten an beiden Flanken der Zone von Magnitogorsk belegen, daß aus ihr postkollisionale Schmelzen generiert wurden. Ihre Lage direkt westlich der Osturalzone unterstützt die These, daß sie die Magmenquelle der Granit-Gneis-Komplexe enthalten hat.

Das Edukt der Granit-Gneis-Komplexe war ein präuralidischer Inselbogen, der wahrscheinlich bei der baikalischen Orogenese entstand und cadomisch überprägt wurde. Er lag am Ostrand des Uralozeans und wurde bei der Uralorogenese versenkt und partiell aufgeschmolzen. Heute bildet er die Unterplatte der Zone von Magnitogorsk.

Auf Grund dieser Daten müssen die Granit-Gneis-Komplexe als in einem rein ozeanischen Milieu gebildete juvenile kontinentale Kruste interpretiert werden. Auf beeindruckende Weise wird im östlichen Ural sichtbar, wie Kontinente wachsen, indem Inselbogenkruste partiell in kontinentale transformiert wird.

Aus den Untersuchungsergebnissen wurde ein neues Modell abgeleitet, das die Bildung juveniler Granit-Gneis-Komplexe als Folge der uralidischen Gebirgsbildung erklärt und das nun vorgestellt werden soll:

Vor ca. 410 Ma öffnete sich der Uralozean als Randmeer des Khanty-Mansi-Ozeans. Seine Ostgrenze wurde von einem bei der baikalischen Orogenese entstandenen und cadomisch überprägten Inselbogen gebildet. Vor ca. 390 Ma begann der Uralozean sich an einer ostwärts gerichteten Subduktionszone zu schließen. Hinter dieser Subduktionszone entstand der Inselbogen von Magnitogorsk. Der Uralozean wurde im Karbon vollständig geschlossen. Hp-metamorphe Gesteine wurden aus dem Bereich der Subduktionszone westwärts auf den Osteuropäischen Kraton überschoben (vor 370-360 Ma). Die Subduktionszone wurde in eine Überschiebungsbahn, die Haupturalstörung, umfunktioniert. Bei fortschreitender Einengung wurden östlich der Haupturalstörung der Inselbogen von Magnitogorsk und der präuralidische Inselbogen gestapelt (vor ca. 350 Ma). Der Inselbogen von Magnitogorsk wurde zur Oberplatte. Er wurde verfaltet und verschuppt. Der präuralidische Inselbogen wurde zur Unterplatte und ist heute in der südlichen Osturalzone nicht mehr aufgeschlossen. Die Kruste der Zone von Magnitogorsk wurde so auf eine Mächtigkeit von >57 km verdickt.

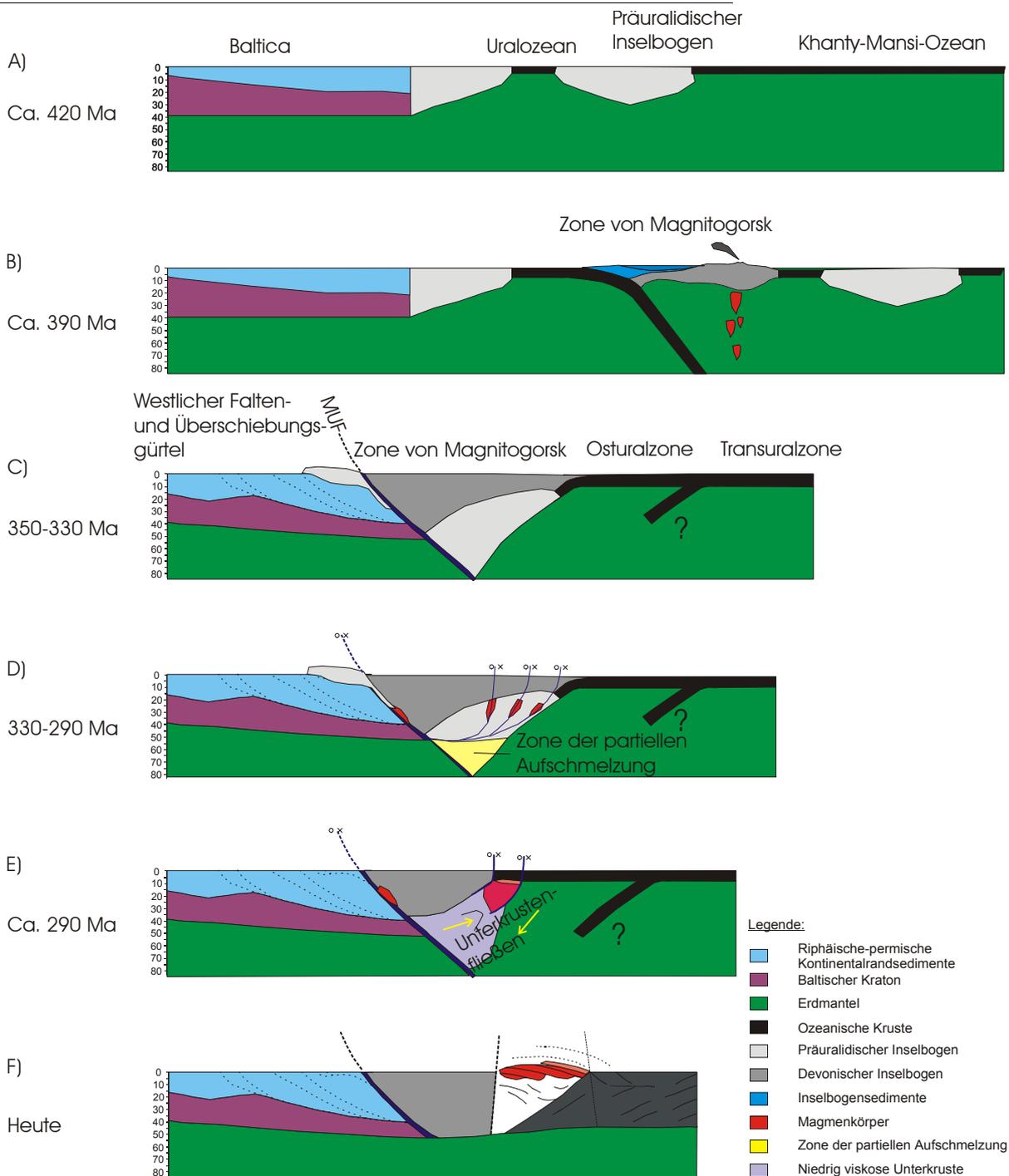
Im Oberkarbon beendete ein tektonischer Hiatus die Krustenstapelung im Ural, was wahrscheinlich darauf zurückzuführen ist, daß eine Subduktionszone im Transural die Konvergenzbewegung zwischen Sibirien und Baltica akkumulierte. So wurde die Osturalzone nicht mehr von der uralidischen Kollision betroffen. Sie bestand aus undeformierter ozeanischer Kruste und deren sedimentärer Auflage. Ihre Krustenmächtigkeit sollte im Oberkarbon ca. 12 km betragen haben. Durch das Nachlassen der Kompression konnten synkollisionale Schmelzen, die sich unter der Zone von Magnitogorsk gebildet hatten, an deren Flanken aufsteigen. Sie bildeten geringvoluminöse Batholithe in der Haupturalstörung und der Osturalzone, die vor ca. 330 Ma kristallisierten. Der Deformationsstil im Ural stellte sich um. Durch strain-partitioning wurde die NW-gerichtete Konvergenz wahrscheinlich in eine W-gerichtete pure shear Komponente und eine N-gerichtete simple shear Komponente aufgespalten. Die pure shear Komponente war in der Präural-Vortiefe wirksam. Die Haupturalstörung wurde als strike-slip Zone reaktiviert. In der Osturalzone und wahrscheinlich in der Zone von Magnitogorsk bildeten sich steil einfallende Blattverschiebungszonen aus. Die Entkopplung der Krustenblöcke wurde durch die anwesenden Schmelzen erleichtert. Durch die Extrusion von Scherlinsen nach N wurde im Mittleren Ural metamorphe präuralidische Inselbogenkruste exhumierte. Die geringmächtige Osturalzone gelangte in direkte Nachbarschaft

der stark verdickten Zone von Magnitogorsk. Unter der Zone von Magnitogorsk bildeten sich großvolumige postkollisionale Schmelzen, die vor ca. 290 Ma in die Osturalzone migrierten, weil die dort angelegten Blattverschiebungszonen eine gute Magmenwegsamkeit boten. Die Anwesenheit der Schmelzen erleichterte wiederum die Anlage von zusätzlichen Blattverschiebungen, die heute den tektonischen Baustil der Osturalzone dominieren. So begünstigten sich Magmatismus und Tektonik gegenseitig. Die Interferenz beider bedingte die Geometrie und das Strukturinventar jedes einzelnen Plutons der Uralischen Granitachse. Die Schmelzen migrierten entlang der Kruste-Mantel-Grenze in die Osturalzone. Dann stiegen sie durch die Ozeanbodeneinheiten der Osturalzone auf, bis sie deren sedimentäre Auflage erreichten. Dabei wurden die Randbereiche der Plutone deformiert und metamorphisiert. Die Gneiskomplexe entstanden. Durch die Anwesenheit großvolumiger Schmelzen war die Kruste unter der Zone von Magnitogorsk und der Osturalzone niedrig viskos, was das Fließen von Unterkruste aus der verdickten Zone von Magnitogorsk in deren unverdicktes Vorland ermöglichte. Im seismischen Profil ist deshalb die Kruste unterhalb der Granite durch ostgerichtete Reflektoren gekennzeichnet, die keine Hinweise darauf zeigen, daß sie von den Graniten durchwandert wurden.

Die finale Exhumierung der Granit-Gneis-Komplexe wurde wahrscheinlich durch das Unterkrustenfließen verursacht. Dabei wurde der Dachbereich des Dzhabyk-Plutons nach Osten abgeschert und das Krustenprofil in der Oberplatte der Osturalzone reduziert. Als Ergebnis der permischen Tektonik verdickte sich die Kruste der Osturalzone auf ca. 50 km Mächtigkeit und besteht aus vier Baueinheiten: der ozeanischen Kruste mit sedimentärer Auflage im südlichen Ural, den Granit-Gneis-Komplexen, metamorphen Inselbogenkomplexen des Mittleren Urals und der basischen Unterkruste. Als die großvolumigen Batholithe in der Osturalzone erstarrten, verfestigte sich die Erdkruste in diesem Bereich schlagartig. Sie setzte tektonischem Streß einen so großen Widerstand entgegen, daß die strike-slip-Bewegungen vor ca. 240 Ma zum Erliegen kamen. Die geologische Entwicklung der Osturalzone war damit abgeschlossen.

In dem vorgestellten Modell wird deutlich, daß postkollisionalen Prozessen eine große Bedeutung bei der Herausbildung der heute angetroffenen geologischen Formen im östlichen Ural zukommt. Die genaue Wirkungsweise postkollisionaler Tektonik in diesem Orogen wurde bisher jedoch kaum untersucht. So sind weder der Versatzbetrag an den strike-slip-Störungen noch der Aufbau des Urals vor Beginn der Blattverschiebungstektonik rekonstruierbar. Auch die Bedeutung des Unterkrustenfließens für die Exhumierung der Granit-Gneis-Komplexe ist noch nicht abschätzbar. Künftige Modelle über den östlichen Ural werden vor allem berücksichtigen müssen, daß hier eine hoch dynamische geologische Entwicklung stattfand, bei der Materialtransport zwischen unterschiedlichen Krustenstockwerken, den verschiedenen Zonen und längs zum Orogen stattfand.

ABBILDUNG 64. Modell der paläozoischen geodynamischen und tektonischen Entwicklung der Granit-Gneis-Komplexe: A) Öffnung des Uralozeans, B) Schließung des Uralozeans und Bildung des Magnitogorsker Inselbogens, C) Uralorogenese- kollisionales Stadium, D) Uralorogenese- postkollisionales Stadium: partielle Schmelzbildung unter der Zone von Magnitogorsk, E) sinistrale strike-slip Tektonik, Magmenmigration und Unterkrustenfließen, F) heutiger Aufbau des Urals nach Tryggvason (2001)



Literaturverzeichnis

- Anderson JL (1995):** Status of Thermobarometry in Granitic Batholiths, USGS Circular 1129, 9-10
- Bankwitz P, Bankwitz E, Ivanov KS (1997):** Shear tectogene of the South Urals, Freiburger Forschungshefte, C470, 1-17
- Batchelor RA, Bowden P (1985):** Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, *Chemical Geology* 48, p. 43-55
- Brown, Picolli PM (Eds.) (1995):** The Origin of Granites and Related Rocks, USGS Circular 1129
- Buddington AF (1959):** Granite emplacement with special reference to North America, *Geol. Soc. Am. Bull.* 70, 671-747
- Carbonell R, Pérez-Estaún A, Gallart J, Dias J, Kashubin S, Mechie J, Stadlander R, Schulze A, Knapp JH, Morosow A (1996):** Crustal Root Beneath the Urals: Wide-Angle Seismic Evidence, *Science*, 274, 222-223
- Chappell BW, White AJR (1974):** Two contrasting granite types, *Pacific Geol.* 8, 173-174
- Chase RB, Bickford ME, Arruda EC (1983):** Tectonic implications of the Tertiary intrusion and shearing within the Bitterroot Dome, northeastern Idaho Batholith, *J. Geol.* 91, 462-470
- Chown EH (1995):** Plutons Emplaced in Dextral Strike-Slip Deformation Zones in the Abitibi Subprovince, Canada, USGS Circular 1129, 35
- Clark MK, Royden LH (2000):** Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow, *Geology* 28, 703-706
- Clarke DB (1992):** Granitoid Rocks, *Topics in the Earth Sciences* 7, Chapman und Hall, London, 238 S.
- Clemens JD, Mawer CK (1992):** Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics* 204, 339-360.
- Collins WJ, Sawyer EW (1995):** Pervasive Magma Transfer Through the Lower Middle Crust During Non-Coaxial Compressional Deformation: an Alternative to Diking, USGS Circular 1129, 38
- Creaser RA (1995):** Radiogenic Isotopes in Granitic Systems: Studies of Melting and Mixing at the Source, USGS Circular 1129, 38-39
- DePaolo DJ, Wasserburg GJ(1976):** Nd isotopic variations and petrogenetic models, *Geophys. Res. Lett.* 3, 249-252
- Dobretsov (1974):** Glaucofianschiefer und Eklogit-Glaucofianschiefer-Komplexe in der UdSSR, Nauka Press Novosibirsk, 11-429 (in Russisch)
- Dolginow J, Kropatschjow S (1994):** Abriß der Geologie Rußlands und angrenzender Staaten, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart, 164 S.
- Döring J, Götze H-J (1999):** The isostatic state of the southern Urals crustal root, *Geol. Rundschau* 87, 500-510
- Echtler HP, Ivanov KS, Ronkin YL, Karsten LA, Hetzel R, Noskov AG (1997):** The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reappraisal, *Tectonophysics* 276, 229-251
- Echtler HP (1998):** Das südliche Uralgebirge- Tektonik eines intakten paläozoischen Kollisionsorogens, Habilitationsschrift, Geoforschungszentrum Potsdam
- Eisbacher GH (1991):** Einführung in die Tektonik, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 310 S.

- Eskola P (1961):** Granitentstehung bei Orogenese und Epirogenese. Geol. Rundschau 50, 105-123.
- Eskola P (1952):** A discussion on the domes and granites and ores. Extrait des Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande XXV, 125-144.
- Faure G, Powell JL (1972):** Strontium isotope geology, Springer-Verlag Berlin-Heidelberg-New York, 188 S.
- Fershtater GB, Borodina NS, Rapoport MS (1994):** Orogener granitoider Magmatismus des Urals, Miass (in Russisch)
- Fershtater GB, Montero P, Borodina NS, Pushkarev EV, Smirnov VN, Bea F (1997):** Uralian magmatism: an overview, Tectonophysics, 276, 87-102
- Fowler TKJr., Paterson SR, Crossland A, Yoshinobu A (1995):** Pluton Emplacement Mechanisms: A View from the Roof, USGS Circular 1129, 57
- Frigberg M, Larionov A, Petrov GA, Gee DG (2000):** Paleocoic amphibolite-granulite facies magmatic complex in the hinterland of the Uralide Orogen, Int J Earth Sci, 89, 21-39
- Gerdes A, Montero P, Bea F, Fershtater G, Borodina NS, Osipova T, Shadarkova G (2001):** Per-aluminous granites frequently with mantle-like isotope compositions: the continental-type Murzinka and Dzhabyk batholiths of the eastern Urals, Geol. Rundschau 91, 3-19
- Giese U, Glasmacher U, Kozlov VI, Matenaar I, Puchkov VN, Stroink L, Walter R (1999):** Structural framework of the Bashkirian anticlinorium, SW Urals, Geol. Rundschau 87/4, 526-544
- Glasmacher UA, Reynolds P, Alekseyev AA, Puchkov VN, Stroink L, Walter R (1999):** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Thermochronology west of the Main Uralian Fault, southern Urals, Russia, Geol. Rundschau 87/4, 515-525
- Glodny J (1997):** Der Einfluß von Deformation und fluidinduzierter Diaphthorese auf radioaktive Zerfallssysteme in Kristallingesteinen: Fallstudien an Gneisen des Schwarzwaldes und der KTB-Bohrung (Oberpfalz) sowie an Pegmatiten des Böhmisches Massivs, Dissertation, Westfälische Wilhelms-Universität-Münster, 262 p.
- Gordon T (1999):** Generalized Thermobarometry: WEBINVEQ with the TWQ 1.02 data base, Internet publication
- Grant JA (1986):** The Isocon Diagram- A Simple Solution to Gresens' Equation for Metasomatic alteration, Economic Geology, 81, 1976-1982
- Gresens RL (1967):** Composition-volume relationships of metasomatism, Chem. Geology 2, 57-55
- Hamilton WB (1970):** The Uralids and the motion of the Russian and Siberian Platforms Geol. Soc. Amer. Bull., 81, 2553-2576
- Hauer R (1997):** Strukturgeologische Aufschlußkartierung im Bereich des Dschabyk-Plutons und seiner Rahmengesteine, Diplomkartierung, Bergakademie Freiberg. 62 S.
- Henning D (2000):** Interpretation eines Lineationsmusters im Ostural zwischen Miass und Werchne-Uralsk anhand einer Landsat-TM-Szene, Diplomarbeit, Bergakademie Freiberg, 64 S.
- Hetzl R (1999):** Geology and geodynamic evolution of eclogite and associated garnet-mica schist in the high-pressure metamorphic Maksyutov complex, Ural, Russia, Geol. Rundschau 87/4, 577-588
- Hibbard MJ (1987):** Deformation of incompletely crystallized magma systems: Granitic gneisses and their tectonic implications. Journal of Geology 95, 543-561.
- Hogan JP (1993):** Monomineralic Glomerocrysts: Textural Evidence for Mineral Resorption During Crystallization of Igneous Rocks, Journal of Geology 101, 531-540
- Ivanov KS, Puchkov VN, Babenko VA (1990):** Occurrences of conodonts and graptolites in the
-

-
- metamorphic sequences of the southern Urals, Doklady akademii Nauk 310, 676-679 (in russisch)
- Jackson MD, Cheadle MJ, Atherton MP (1995):** A Mechanism for the Segregation and Collection of Crustal Melts, USGS Circular 1129, 73
- Janssen C, Wagner FC, Zang A, Dresen G (2001):** Fracture process zone in granite: a microstructural analysis, Geol. Rundschau 90, 46-59
- Johannes W, Holtz F (1996):** Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks, Springer Berlin Heidelberg New York, Minerals and Rocks 22, 236-240
- JoppeCh (1998):** Möglichkeiten und Grenzen digitaler Bildverarbeitung zur Erkennung geologischer Lineationen, Dissertation, Universität Stuttgart, Profil, 14, 75-150, Stuttgart
- Kisters AFM, Meyer FM, Seravkin IB, Znamensky SE, Kosarew AM, Ertl RGW (1999):** The geological setting of lode-gold deposits in the central southern Urals: a review, Geol. Rundschau 87/4, 603-616
- Kisters AFM, Meyer FM, Seravkin IB, Znamensky SE, Ertl RGB, Kosarev AM (2000):** Structural controls of lode-gold mineralisation by mafic dykes in late-Paleozoic granitoids of the Kochkar district, southern Urals, Russia, Mineralium Deposita, 35, 157-168 (Springer)
- Knapp JH, Steer DN, Brown LD, Berzin R, Suleimanov A, Stiller M, Lüschen E, Brown DL, Bulgakov R, Kashubin SN, Rybalka AV (1996):** Lithosphere Scale Seismic Image of the Southern Urals from Explosion-Source Reflection Profiling, Science, 274, 226-227
- Kober B (1986):** Whole grain evaporation $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source, Contrib Mineral Petrol, 93, 482-490
- Kolmogorov AN (1941):** Ologapiwmitscheski-pormalnom sakone raspregljenii tschastiz pri groble-nii, Doklady Akademii Nauk SSSR 31, 2, 99-102
- Kramm U, Chernyshev IV, Grauert B, Kononova VA, Brücker W (1993):** Zircon typology and U-Pb systematics: a case study of zircon from Nepheline Syenite of the Il'meny Mountains, Urals, Petrology 1, 474-485
- Krasnobaev AA, Davudov Ba, Lennykh VI, Tscherednitischenko NB, Koslov WJ (1995):** Das Alter von Zirkonen und Rutilen aus dem the Maksyutov Komplex, Eshegodnik 1995 Ekatarinburg, 13-16 (in russisch)
- Kruhl JH (1986):** Texture and c-axis orientations of deformed quartz crystals from prophyric dikes of the Alpine „Root Zone“ (Western Alps), Geol. Rundschau 75/3, 601-623
- Kruhl JH (1993):** Spezielle Kapitel der Gefügekunde (Mineraltexturen und ihre Verwendung in der petrologisch-tektonischen Analyse, Vorlesungsskriptum, Universität München
- Kühn F, Hörig B (1995):** Geofernerkundung- Grundlagen und Anwendung, in BGR (Hrsg.): Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten, Bd.1, 166S., Springer Verlag, Berlin Heidelberg
- Linnemann U, Gehmlich M, Tichomirowa M, Buschmann B (1998):** Introduction to the Pre-Symposium Excursion (part I): The Peri-Gondwanan Basement of the Saxothuringian Composite Terrane, Schr. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden 9-1998, 7-13
- Ludwig KR (1999):** Isoplot/Ex-vers.2.06: A geochronological toolkit for MS-Excel, Special Publication No. 1a, Berkeley Geochronology Center, 46 S.
- Mason B, Moore CB (1985):** Grundzüge der Geochemie, Enke Verlag Stuttgart, 340 S.
- Maniar PD, Piccoli PM (1989):** Tectonic discrimination of granitoids, Geol. Soc. Am. Bull. 101, 635-643
- Maslov AV, Erdtmann BD, Ivanov KS, Ivanov SN, Krupenin NT (1997):** The main tectonic events, depositional history and the paleogeography of the southern Urals during the Riphean - early Paleozoic,
-

Tectonophysics 276, 313-335

Matte P, Maluski H, Caby R, Nicolas A, Kepeshinskas P, Sobolev S (1993): Geodynamic modell and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating for the generation and emplacement of the high pressure metamorphic rocks in SW Urals, C R Acad Sci 317, 1667-1674

Matte P (1995): Southern Uralides and Variscides: comparison of their anatomies and evolutions, Geologie en Mijnbouw 74, 151-166

Mezger K, Krogstad EJ (1997): Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation, J. metamorphic Geol 15, 127-140

Miller RB, Paterson SR (1995): Construction of Mid-Crustal Magma Chambers During Regional Contraction, North Cascades, Washington, USGS Circular 1129, 97-98

Moore DE, Lockner DA (1995): The role of microcracking in shear-fracture propagation in granite, J Struct Geol 17, 95-114

Montero P, Bea F, Gerdes A, Fershtater G, Zin'kova E, Borodina N, Osipova T, Smirnov V (2000): Single-Zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals - A perspective on the timing of deformation and granite generation, Tectonophysics, 317, 93-108

Nyman MW, Karlstrom KE (1995): Midcrustal Pluton Emplacement in a Contractional Setting: c. 1400 Ma Synkinematic Granites of the Southwestern United States, USGS Circular 1129, 110

Passchier CW, Trouw RAJ (1996): Microtectonics, Springer, Berlin-Heidelberg, 290 S.

Paterson SR, Fowler TK Jr., Miller RB (1995): Pluton Emplacement in Arcs: A Crustal-Scale Recycling Process, USGS Circular 1129, 111-112

Pearce JA, Harris NBW, Tindle AG (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, J. Petrol. 25, 956-983

Pérez-Estaún A, Brown D and Uralides Colleagues (1996): Uralides- A Key to Understanding Collisional Orogeny, In: Gee DG and Zeyen HJ EUROPROBE 1996- Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents 29-38, Published by the EUROPROBE Secretariate, Uppsala University, 138pp

Petford N, Kerr RC, Lister JR (1993): Dyke transport of granitoid magma. Geology 21, 845-848.

Petford N (1995): Granite Ascent: Dykes or Diapirs?, USGS Circular 1129, 114-115

Popov WS, Bogatov WI, Shurawlev DS (2001): Vosmoshnuje istotschniki gerzinskich granitnuich porod ushnowo Urala: Rb-Sr u Sm-Nd isotopnuje dannui, MGGGA, IMGRE 168-171

Poty E, Roth B (1989): Nuclear Methods of Dating, Solid Earth Science Library, Kluwer Academic Publishers

Puchkov VN (1997): Structure and geodynamics of the Uralian orogen in Orogeny Through Time, edited by Burg IP and Ford M, Geol. soc. Spec. Publ. 121, 201-236

Pupin JP (1980): Zircon and Granite Petrology, Contrib Mineral Petrol 73, 207-220

Rittmann A (1981): Vulkane und ihre Tätigkeit, Enke Verlag Stuttgart, 399 S.

Rollinson HR (1993): Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation: John Wiley & Sons, New York, 352 S.

Ronkin JL, Krosnobajew AA, Fershtater GB und Kollegen (1988): Rb/Sr-Isotopen-Indikatoren der Evolution des Magmatismus im Dzhabyk-Karagai-Pluton, Geochimia i fisikochimitscheskaja petrologia magmatisma, XIY seminar GEOCHI. M., 177 (in russisch)

Rösler HJ (1986): Lehrbuch der Mineralogie, Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie Leipzig, 3. Auflage, 834 S.

Schmid SM (1996): The role of melt during deformation of the deep crust: Case studies indicating

flow at very low differential stresses., Waxenberg Austria. (Abstract to the International Conference on Syntectonic Crystallisation of Igneous Rocks)

Schmidt KL, Paterson SR, Lund SP (1995): Quantifying Spatial Relationships Between Faults and Plutons, USGS Circular 1129, 136-137

Schulte BA, Blümel P (1999): Metamorphic evolution of eclogite and associated garnet-mica schist in high-pressure metamorphic Maksyutov complex, Ural, Russia, Geol Rundschau 87, 561-576

Sengör AMC, Natal'in BA, Burtman VS (1993): Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia, Nature, 364, 299-307

Seward D, Perez-Estaún A, Puchkov V (1997): Preliminary fission-track results from the southern Urals- Sterlitamak-Magnitogorsk, Tectonophysics 276, 281-290

Shalaginow EW (1984): Stratigraphische Profile zu den geologischen Karten des Aidurlinsker Gebietes (in russisch)

Shapiro VA, Fedorowa NV, Nikonova FI, Chursin AV, Menshikov YP, Kimbell GS (1997): Preliminary investigation of the crustal structure of the southern Urals by geomagnetic methods, Tectonophysics 276, 35-47

Shenderowitsch DM (1965): Erläuterungen zur geologischen Karte des Suunduk-Komplexes, (in russisch)

Shelley D (1993): Igneous and metamorphic rocks under the microscope. first ed. Chapman & Hall, London. 445 pages.

Simpson C, Wintsch RP (1989): Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite, J. metamorphic geol 7, 261-275

Spear FS (1993): Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths, Mineralogical Society of America, Washington D.C.

Spottke I (1999): Ermittlung von Druck-Temperatur-Bedingungen anhand Granat-Zonierungen mittels Elektronenstrahl-Mikrosonde, Studienarbeit, Universität Basel, 35 S.

Stacey JS, Kramers JD (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model, Earth Planet Sci Lett, 26, 207-221

Sylvester PJ (1998): Post-collisional strongly peraluminous granites, Lithos 45, 29-44

Taylor SR, McLennan SM (1981): The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks, Phil. Trans. R. Soc. A 301, 381-399

Tichomirowa M, Berger HJ, Koch EA, Bombach K (1997): Zircon dating of the leptynitic gneiss on the border Eastern Erzgebirge/ Elbtalzone and its relation to red gneisses of the Gm-Group, Freiburger Forschungshefte, C470, 113-120

Thompson RN (1982): British Tertiary volcanic province, Scott. J. Geol. 18, 49-107

Tryggvason A, Brown D, Perez-Estaun A (2001): Crustal architecture of the southern Uralides from true amplitude processing of the Urals Seismic Experiment and Integrated Studies (URSEIS) vibroseis profile, Tectonics 20 No. 6, 1040-1052

Ustömer PA (1999): Pre-Early Ordovician Cadomian arc-type granitoids, the Bolu Massif, West Pontides, northern Turkey: geochemical evidence, Int Journ Earth Sciences, 88, 2-12

Van der Molen I, Paterson MS (1979): Experimental Deformation of Partially-Melted Granite, Journ. Mineral. Petrol. 299-318

Weinberg RF (1995): Diapirism and decompression melting, USGS Circular 1129, 162-163.

Weinberg RF (1995): Diapirism of Crustal Magmas, USGS Circular 1129, 161-162.

White WM (1997): Geochemistry, Ithaca, NY, Cornell University, internet publication (worldwide-web)

Wilson M (1989): Igneous Petrogenesis, Chapman and Hall London, 466 S.

Yoshinobu AS, Okaya DA, Paterson SR, Fowler TK (1995): Testing fault controlled magma emplacement mechanisms, USGS Circular 1129, 166

Zegers TE, Van Keken PE (2001): Middle Archean continent formation by crustal delamination, Geology v.29 no. 12, 1083-1086

Zonenshain LP, Korinevsky VG, Kazmin VG, Pechersky DM, Khain VV, Mateenkov VV (1984): Plate Tectonic Model of the South Urals Development, Tectonophysics 109, 95-135

Zonenshain LP, Kuzmin MI, Natapov LM (1990): Geology of the USSR: A Plate-Tectonic Synthesis, Geodynamic Series, 21, American Geophysical Union, Washington D.C., S. 27-54

Abbildungsverzeichnis

- ABBILDUNG 1. Entstehung des Altaiidischen Gebirges durch die Rotation Sibiriens gegenüber Baltica nach Sengör et al. (1993) 12
- ABBILDUNG 2. Topographische Karte Nordwestasien (Haack Weltatlas 1984): Das Basement des Westsibirischen Tieflands besteht aus basischen Gesteinseinheiten, die wegen ihrer hohen Dichte unter Meeresspiegelhöhe liegen. So bildet das Westsibirische Tiefland trotz seiner mächtigen Sedimentdecke eine Senke, die sich deutlich von der kontinentalen Kruste des Angara-Kratons und Balticas abgrenzen läßt. 13
- ABBILDUNG 3. Zonengliederung des Südlichen Urals nach Pérez-Estaun et al. 1996). Die URSEIS-Linie ist Grundlage für die Profile in Abbildung 4 auf Seite 17 15
- ABBILDUNG 4. O-W Profile durch das Ural-Orogen: A) Im seismischen Profil ist der bivergente Aufbau des Orogens deutlich sichtbar (Tryggvason et al. 2001). B) Die Wurzel des Orogens befindet sich östlich des Uralgebirges (Knapp et al. 1996) 17
- ABBILDUNG 5. Der Altaiidische Gebirgszug (Skizze nach Sengör et al. 1993) 18
- ABBILDUNG 6. Groundcheck- Vergleich von Lineationsmustern der Satellitenszene mit Gelände- bzw. Literaturdaten 39
- ABBILDUNG 7. Lineationsrosen der Zonen des Urals und der Kraftansatz, den diese Muster widerspiegeln 41
- ABBILDUNG 8. Die OUZ und in sie eingeschaltete Granit-Gneis-Komplexe: Geometrie und Lineationen (grau: radiale Strukturen) 43
- ABBILDUNG 9. Der Dzhabyk Granit-Gneis-Dom mit Rahmen, Karte (Hauer 1997) 46
- ABBILDUNG 10. Foliation und Streckungslineare im Gneismantel des Dzhabyk-Plutons 47
- ABBILDUNG 11. Streichen von Sprödstrukturen im Dzhabyk-Granit 48
- ABBILDUNG 12. Querschnitt durch den Dzhabyk-Komplex, Skizze 49
- ABBILDUNG 13. Aufschlußfotos: 1) Scherlinse von Diorit in stark deformierten Serpentiniten der westlichen Scherzone (Wegpunkt 0), 2) Mylonitzone innerhalb des Granits, die von Sprödbrüchen geschnitten wird (Wegpunkt 16), 3) plattiges horizontales Ablösen des Granits (Wegpunkt 58), 4) Schersinnindikatoren im Granitgneis der östlichen Scherzone in Form sigmoidaler Quarzlinen, die einen tektonischen Transport des Hangenden nach Osten, im Bild rechts, anzeigen (Wegpunkt 64), 5) Amphibolitgneisbruchstück aus einem Bereich basischer Einschuppungen in die Granitgneise der östlichen Scherzone, der Gneis wird von synkinematischen granitoiden Gängchen durchsetzt (Wegpunkt 74), 6) Strike-slip-Störung mit sinistralen Schersinn, der durch einen duktil verformten ausgelängten Quarzgang gekennzeichnet wird, im Bereich der westlichen Scherzone (Wegpunkt 7); Die Lage der Wegpunkte ist im Anhang 2.1 dargestellt. 50
- ABBILDUNG 14. Mikrogefüge im Granit des Dzhabyk 52
- ABBILDUNG 15. Mikrogefüge in Myloniten des Dzhabyk 54
- ABBILDUNG 16. Mikrogefüge in Myloniten des Dzhabyk 56
- ABBILDUNG 17. BSE-Bilder von Graniten und Gneisen: 1,2 Granit, 3 statische Myrmekitisierung, 4 dynamische Myrmekitisierung, 5,6 Feldspatumwandlung ohne Myrmekitisierung, 7,8 Ultramylonite 59
- ABBILDUNG 18. Häufigkeitsverteilungen der logarithmierten maximalen Korndurchmesser der Quarze eines foliierten Granits (a) und eines Ultramylonits (b) 60
- ABBILDUNG 19. Erwartungswert der Korngrößen in ausgewählten Dünnschliffen 61
- ABBILDUNG 20. MgO-Verteilung in einem Granat des Gneismantels des Dzhabyk-Komplexes (links), p,T-Abschätzung der Granatkristallisation nach Gordon (rechts) 62
- ABBILDUNG 21. p,T-Bedingungen beim Aufstieg des Dzhabyk-Plutons, Phasenübergänge nach Spear (1993) 63
- ABBILDUNG 22. Überblick über die Gefügeumwandlung in den Gneisen des Dzhabyk-Komplexes 64

- ABBILDUNG 23. Zirkontypologie nach Pupin (1980) für Granite und Gneise des Dzhabyk. Es treten überwiegend die Zirkontypen S5, S9, S10, S13, S14, S15 und S20 auf. Der Schwerpunkt liegt für beide Gestein im Feld S10. 66
- ABBILDUNG 24. Alteration der Zirkonoberfläche (BSE-Bilder): A- Zirkon mit glatter Oberfläche; B- Zirkonfragment mit glatter Oberfläche; C- Zirkon mit Brüchen und beginnender Alteration an den Bruchflächen, D- starke Alteration der Bruchflächen, die Zirkonoberfläche ist noch unverändert, E- Korrosion der Zirkonoberfläche erzeugt zuerst Grübchen; F- dann rauhe unregelmäßige Oberflächen, G- stark alterierter Zirkon einer ultramylonitischen Probe mit zahlreichen Brüchen 66
- ABBILDUNG 25. Interstrukturen der Zirkone in CI-Bildern, A-D- Zirkone aus Graniten: A,B- prismatische Zirkone mit konzentrischem Zonarbau ohne Kern, C- Zirkon mit Sektorzonierung, D- Zirkon mit Fragment eines zonierten magmatischen Zirkons als Kern; E-O- Zirkone aus Gneisen: E,F,G,H- Zirkone mit konzentrischer oder Sektorzonierung mit prismatischem Habitus und ohne Anzeichen der Wirkung einer Deformation, I,J,K,L- Fragmente prismatischer Zirkone ohne Anwachssäume und Kerne, M- zerschertes und wieder verwachsenes Zirkonfragment, N- Zirkon mit unzoniertem prismatischem Kern und konzentrisch zonierte Anwachssaum, O- Fragment eines zonierten Zirkons, das wieder überwachsen und erneut fragmentiert wurde 67
- ABBILDUNG 26. Vergleich der Zirkonalter: berechnet mit inversen Isochronen (a-c) und nach Stacey und Kramers (1975) mit gewichteten Mitteln 69
- ABBILDUNG 27. Rb/Sr-Isochronen von Graniten und Gneisen der Gneisplatte von Kartali: a) Granite, b) Gneise, c) Granite und Gneise 72
- ABBILDUNG 28. Abkühlpfad der Granite und Gneise der Gneisplatte von Kartali 74
- ABBILDUNG 29. Nd-Modellalter für die Abspaltung der Gesteine des Dzhabyk- und Suunduk-Komplexes aus dem verarmten Mantel 75
- ABBILDUNG 30. Allgemeine geochemische Eigenschaften von Graniten und Gneisen aus der Gneisplatte von Kartali- a) chondritnormiertes REE-Muster der Granite, b) chondritnormiertes REE-Muster der Gneise, c) chondritnormierte Spurenelementverteilung der Granite, d) chondritnormierte Spurenelementverteilung der Gneise, e) A/NK-A/CNK-Diagramm nach Maniar und Piccoli (1989), f) Alkalinitätsindex nach Rittmann (1981), g) Sr-Nd-Isotopendiagramm 77
- ABBILDUNG 31. Verhalten ausgewählter Elemente bei fortschreitender Deformation der Gneisproben: ISOCON-Diagramme nach Gresens (1967) für immobile Elemente (a) und bei der Metasomatose mobile Elemente (b), c) Eu/Eu*-END-Diagramm, Eu/Eu*-K₂O-Diagramm, e) Na₂O, K₂O und CaO-Gehalte der Proben im Dreiecksdiagramm, f) A/NK-A/CNK-Diagramm nach Maniar und Piccoli (1989) 79
- ABBILDUNG 32. Primäre Unterschiede in den geochemischen Eigenschaften von Graniten und Gneisen 80
- ABBILDUNG 33. Tektonomagmatische Diskriminanzdiagramme: a) Multikationenschema von Batchelor und Bowden (1985), b)-e) SiO₂-Variationsdiagramme nach Pearce et al. (1984), f)-g) Diskriminanzdiagramme nach Maniar und Piccoli (1989) 81
- ABBILDUNG 34. A) und B) Diskriminanz der sedimentären Edukte von stark peraluminen Graniten nach Sylvester (1998), die Proben aus der Gneisplatte von Kartali liegen im Feld für psammitische Edukte. c) An- und Abreicherung ausgewählter Spurenelemente eines Granits der gneisplatte von Kartali gegenüber dem Standardgranit G1 nach Mason und Moore (1985), d) Sr-Isotopen-Diskriminanzdiagramm nach Faure und Powell (1972) 83
- ABBILDUNG 35. Vergleich der Gehalte der Gesteine der Gneisplatte von Kartali an ausgewählten Haupt- und Spurenelementen mit dem Chemismus von Graniten und Quarzmonzoniten des Dzhabyk-Plutons (Gerdes et al. 2001) 85
- ABBILDUNG 36. Druck-Temperatur-Zeit-Pfad des östlichen Dzhabyk-Granit-Gneis-Doms 88
- ABBILDUNG 37. Der Suunduk-Pluton mit Gneismantel und Rahmengesteinen, Karte nach Shalaginow (1984) 90
- ABBILDUNG 38. Transposition von Kluft-, Schieferungsflächen und Gängen bei anhaltender Scherung im submagmatischen Bereich im Süden des Suunduk-Komplexes 91

- ABBILDUNG 39. Orientierung von magmatischen Gängen in wenig deformierten Graniten (links) und von planaren Gefügen und Streckungslinearen im Gneismantel (rechts) des Suunduk-Granit-Gneis-Komplexes 92
- ABBILDUNG 40. Geologischer Bau des Suunduk-Komplexes, Skizze 95
- ABBILDUNG 41. folgende Seite a) undeformierter Granit mit porphyrischem Kalifeldspat am Ostrand des Suunduk-Komplexes, b) Granitkuppe am Ostrand des Suunduk-Komplexes (Aufschluß 14, Blickrichtung nach Westen), c) Granitklippe, deren plattiger Habitus erstes Anzeichen für deren durchgreifende Deformation ist (Aufschluß 1, Blickrichtung nach Osten), d) und e) lit-par-lit Intrusiva werden bei syn- und submagmatischer Deformation unter Bildung sinistraler Schersinnindikatoren duktil verformt (Aufschluß 31, Blickrichtung nach Osten und Aufschluß 24, Blickrichtung nach Westen) f) und g) fortschreitende Deformation führt zur Transposition der Gefüge und zur Anlage eines parallelen metamorphen Lagenbaus, h) Knotenschiefer aus dem westlichen Kontakt des Suunduk-Komplexes mit Tonschiefern (Aufschluß 40), i) Aufschluß älterer Gneisformationen mit O-W streichender Schieferung, die von N-S streichenden lit-par-lit Intrusiva geschnitten werden (Aufschluß 15) 95
- ABBILDUNG 42. Plagioklase aus Graniten des östlichen Gneismantels des Suunduk-Komplexes 97
- ABBILDUNG 43. Entstehung komplexer Internstrukturen in Plagioklasen durch synmagmatische Deformation 98
- ABBILDUNG 44. Gefüge in den Graniten des östlichen Gneismantels 100
- ABBILDUNG 45. Mikrogefüge in Graniten, Gneisen und Xenolithen 102
- ABBILDUNG 46. Mineralbestand der Granite und Gneise 104
- ABBILDUNG 47. p,T-Pfad der Gesteine des östlichen Gneismantels des Suunduk-Komplexes 106
- ABBILDUNG 48. Geochemische Signaturen der Proben des Suunduk-Granit-Gneis-Komplexes: a) Spurenelementverteilung von Graniten und Gneis, b) Spurenelementverteilung diskordanter Gneise, c) REE-Muster von Graniten und Gneis sowie d) von diskordanten Gneisen e) A/CNK zu A/NK-Diagramm nach Maniar und Piccoli (1989), f) Alkalinitäts-Index nach Rittmann (1981) g) Sr-Nd-Isotopien 109
- ABBILDUNG 49. Anreicherung und Abreicherung von ausgewählten Elementen, die bei der Metamorphisierung der Gneise a) immobil und b) mobil sein sollten nach Gresens (1967), c) Na₂O, K₂O und CaO-Gehalte der Proben im Dreiecksdiagramm- eine Korrelation der Gehalte leicht mobilisierbarer Elemente mit dem Deformationsgrad der Proben ist nicht erkennbar 110
- ABBILDUNG 50. Primäre Unterschiede in den geochemischen Eigenschaften der Proben des Gneismantels des Suunduk-Komplexes a)-c) Einfluß krustaler Kontamination auf die Isotopien und A/CNK der Proben, d)-f) Einfluß fraktionierter Kristallisation auf Gehalte an ausgewählten Spurenelementen 112
- ABBILDUNG 51. A) und B) Diskriminanz der sedimentären Komponente der Edukte nach Sylvester (1998), c) An- und Abreicherung ausgewählter Spurenelemente der Probe 5/5 gegenüber dem Standardgranit G-1 nach Mason und Moore (1985) 113
- ABBILDUNG 52. Tektonomagmatische Diskriminanzdiagramme: a) Multikationenschema von Batchelor und Bowden (1985), b)-e) Tektonomagmatische Diskriminanzdiagramme von Pearce et al. (1984) und f)-g) von Maniar und Piccoli (1989) 115
- ABBILDUNG 53. Temperatur-Druck-Zeit-Pfad des Suunduk-Komplexes 117
- ABBILDUNG 54. Hauptelementgehalte der Sedimente des Rahmens normiert auf den durchschnittlichen Tonalit nach LeMaitre (1976) aus Rollinson 1993) 121
- ABBILDUNG 55. Diskriminanzdiagramme für die Zuordnung der Abtragungsgebiete von Sedimenten: A) nach Roser und Korsch (1986) in Rollinson (1993), B,C) nach Bhatia (1983) in Rollinson (1993); D) nach Roser und Korsch (1988) in Rollinson (1993): Diskriminanzfunktion 1= $-1,773 \text{ TiO}_2+0,607 \text{ Al}_2\text{O}_3+0,76 \text{ Fe}_2\text{O}_3(\text{total})-1,5 \text{ MgO}+0,616 \text{ CaO}+0,509 \text{ Na}_2\text{O}-1,224 \text{ K}_2\text{O}-9,09$; Diskriminanzfunktion 2= $0,445 \text{ TiO}_2+0,07 \text{ Al}_2\text{O}_3-0,25 \text{ Fe}_2\text{O}_3(\text{total})-1,142 \text{ MgO}+0,438 \text{ CaO}+1,475 \text{ Na}_2\text{O}+1,426 \text{ K}_2\text{O}-6,861$ 121

-
- ABBILDUNG 56. Eine Probe aus einer km- großen Amphibolitlinse am Ostrand des Suunduk-Komplexes hat Haupt- und Spurenelementverteilungen eines MORB. Normiert wurde auf die Werte von Hofmann (1988) aus White (1997) 122
- ABBILDUNG 57. Profile für sedimentäre Serien im Ostural nach Shalaginow (1984) 124
- ABBILDUNG 58. Nd-Modellalter für die Abspaltung der Rahmengesteine aus dem verarmten Mantel 125
- ABBILDUNG 59. Verdickung der Kruste unter der OUZ durch Unterkrustenfließen: a) Modellierung der Topographie krustaler Strukturen nach Clark und Royden (2000), b) mögliches Unterkrustenfließen aus der Zone von Magnitogorsk unter die OUZ erklärt das flache Einfallen der MOHO an der Ostflanke der Wurzel des Urals 128
- ABBILDUNG 60. Vergleich von Nd-Modellaltern aus der OUZ mit radiometrischen Altersdaten aus Inselbogenrelikten des Urals, Datenpunkte in Klammern wurden nicht bei der Berechnung der Regressionsgeraden berücksichtigt. 135
- ABBILDUNG 61. Der Dzhabyk-Diapir, Skizze 140
- ABBILDUNG 62. Intrusion des Suunduk-Plutons, Skizze 141
- ABBILDUNG 63. Die geologische Entwicklung im östlichen Ural- Zeitstreifen, Stofftransport fand zwischen den verschiedenen Zonen statt, so daß diese ihre Mächtigkeit und geographische Ausdehnung änderten 146
- ABBILDUNG 64. Modell der paläozoischen geodynamischen und tektonischen Entwicklung der Granit-Gneis-Komplexe: A) Öffnung des Uralozeans, B) Schließung des Uralozeans und Bildung des Magnitogorsker Inselbogens, C) Uralorogenese- kollisionales Stadium, D) Uralorogenese- postkollisionales Stadium: partielle Schmelzbildung unter der Zone von Magnitogorsk, E) sinistrale strike-slip Tektonik, Magmenmigration und Unterkrustenfließen, F) heutiger Aufbau des Urals nach Tryggvason (2001) 150

Tabellenverzeichnis

| | | |
|------------|---|----|
| TABELLE 1. | Interkristalline Deformationstrukturen in Quarz und Feldspat | 23 |
| TABELLE 2. | Charakteristik der Lineationsrosen der Zonen des Urals | 40 |
| TABELLE 3. | Mineralbestand der Granite und Gneise | 56 |
| TABELLE 4. | Schließungstemperatur der Isotopensysteme der datierten Minerale | 65 |
| TABELLE 5. | Berechnung der Rb-Sr-Isochronen als Monomineral-Isochronen und als Mineral-Gesamtgestein-Isochronen | 70 |
| TABELLE 6. | Initiales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ermittelt zum Alter der jeweiligen Monomineral-Isochrone | 71 |
| TABELLE 7. | Hauptelementgehalte in den Gesteinen des Dzhabyk-Plutons nach (Gerdes 2001) und der Gneisplatte von Kartali | 85 |

Anlagen

Technische Daten der verwendeten Satellitenszenen **Anlage 1.1**

| | | | |
|----------------|---|-------------------------|---|
| Satellit | Landsat Thematic Mapper | | |
| Aufnahmesystem | Multispectra 1-Scanner | | |
| Pixelgröße | 30 x 30 m 120 x 120 m thermales Infrarot | | |
| Kanäle | 1 | 0,45-0,52 μm | Absorption des Chlorophyll und β -Karotin |
| | 2 | 0,52-0,60 μm | Maximum der Grünreflektion |
| | 3 | 0,63-0,69 μm | Chlorophyllabsorption |
| | 4 | 0,76-0,90 μm | Biomasseindikator |
| | 5 | 1,55-1,75 μm | Feuchtigkeitsindikator |
| | 6 | 10,4-12,5 μm | Thermalkanal |
| | 7 | 2,08-2,35 μm | Tonminerale |

| | | |
|-------------------|----------|----------|
| Satellitenszene | 163-22 | 163-23 |
| Aufnahmedatum | 24.04.86 | 24.04.86 |
| Verwendete Kanäle | 7-4-3 | 7-5-2 |

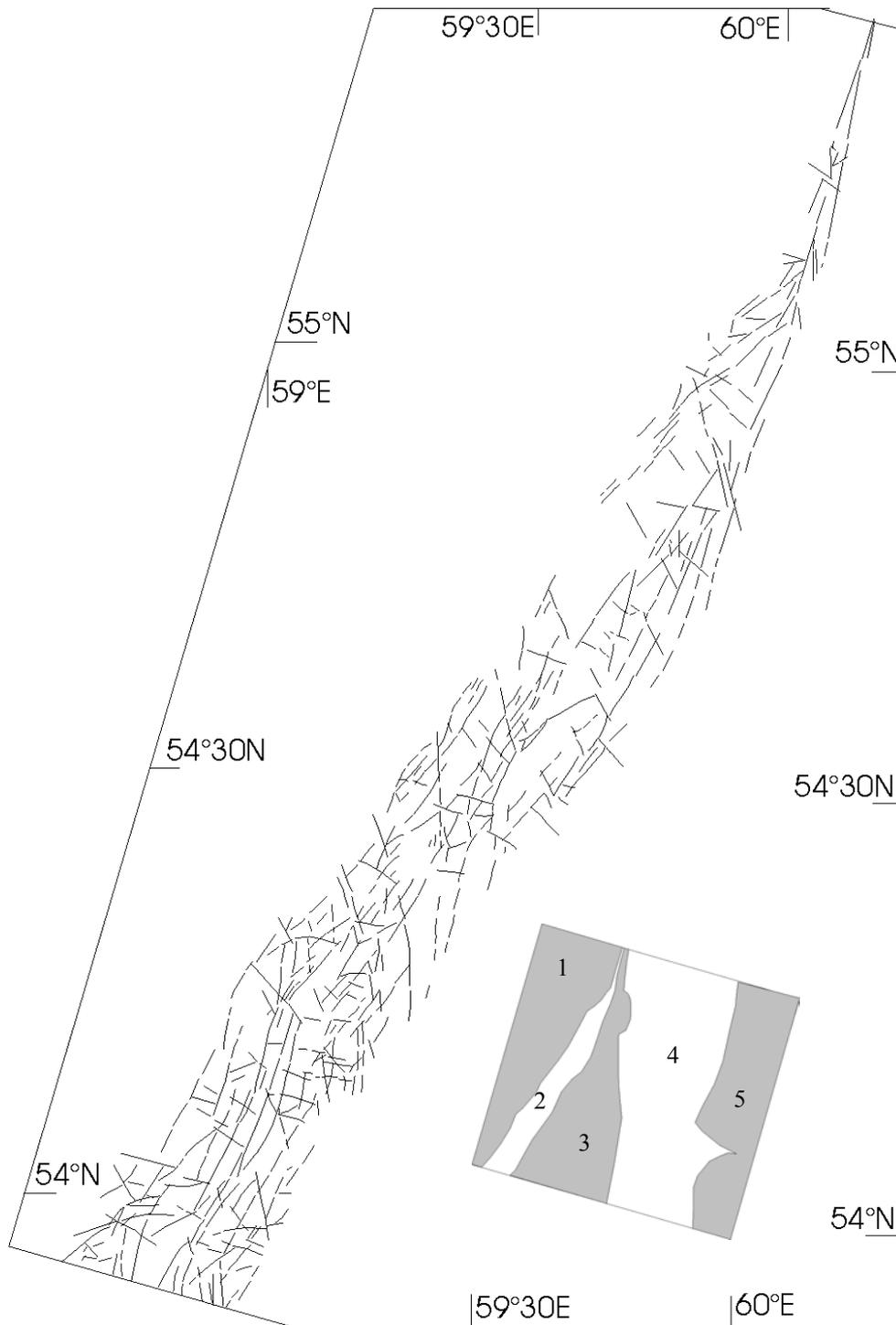
Lineationsmuster der Externiden (1)

Anlage 1.2



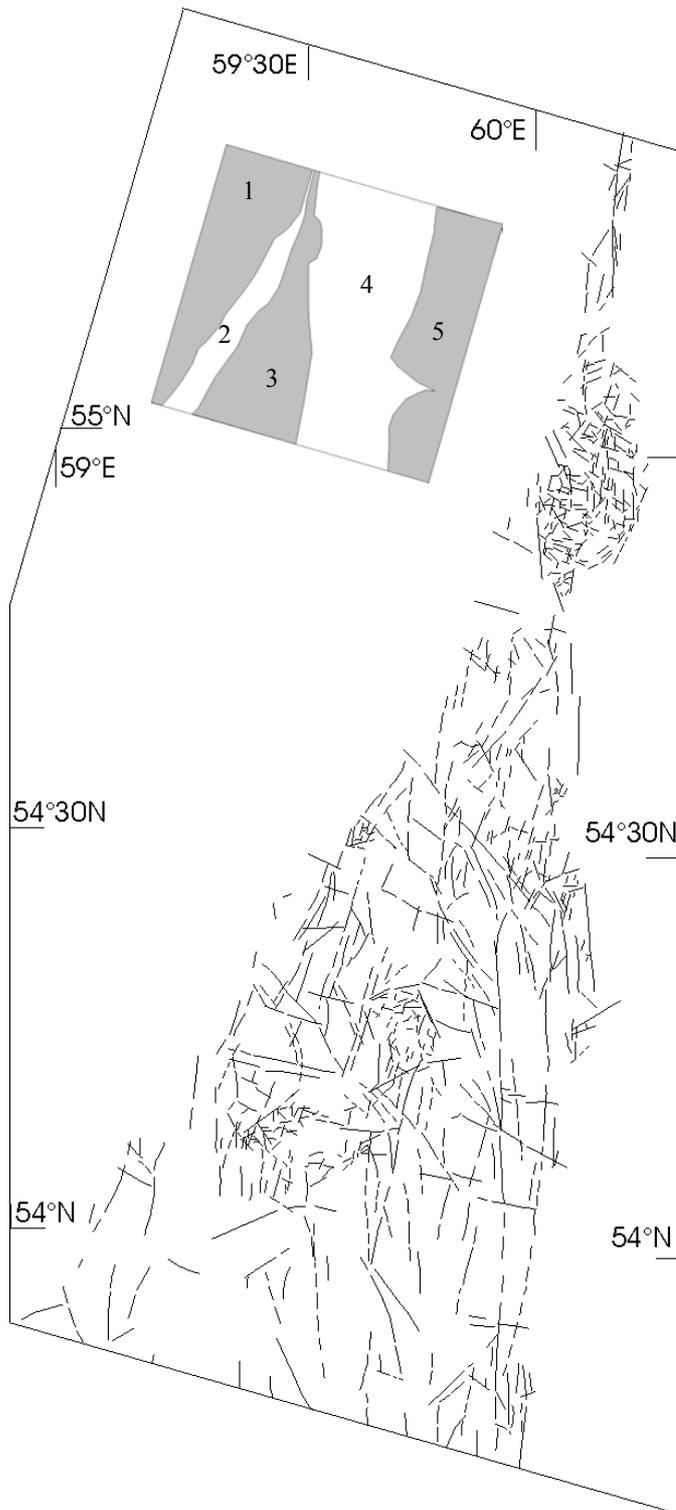
Lineationsmuster der Haupturalstörung (2)

Anlage 1.3



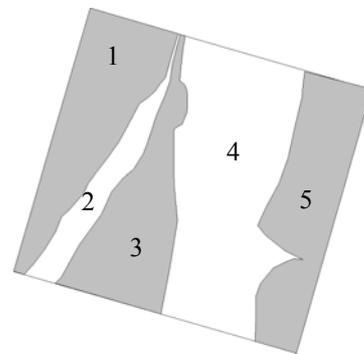
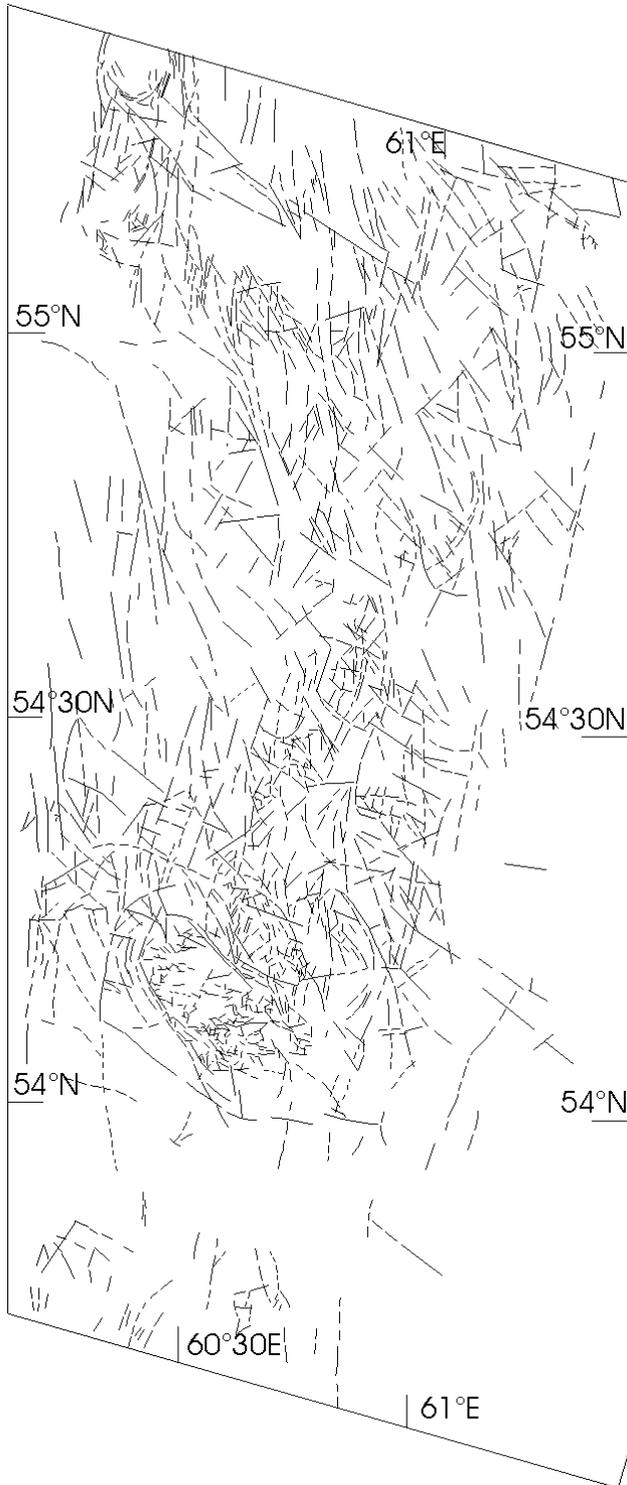
Lineationsmuster der Zone von Magnitogorsk (3)

Anlage 1.4



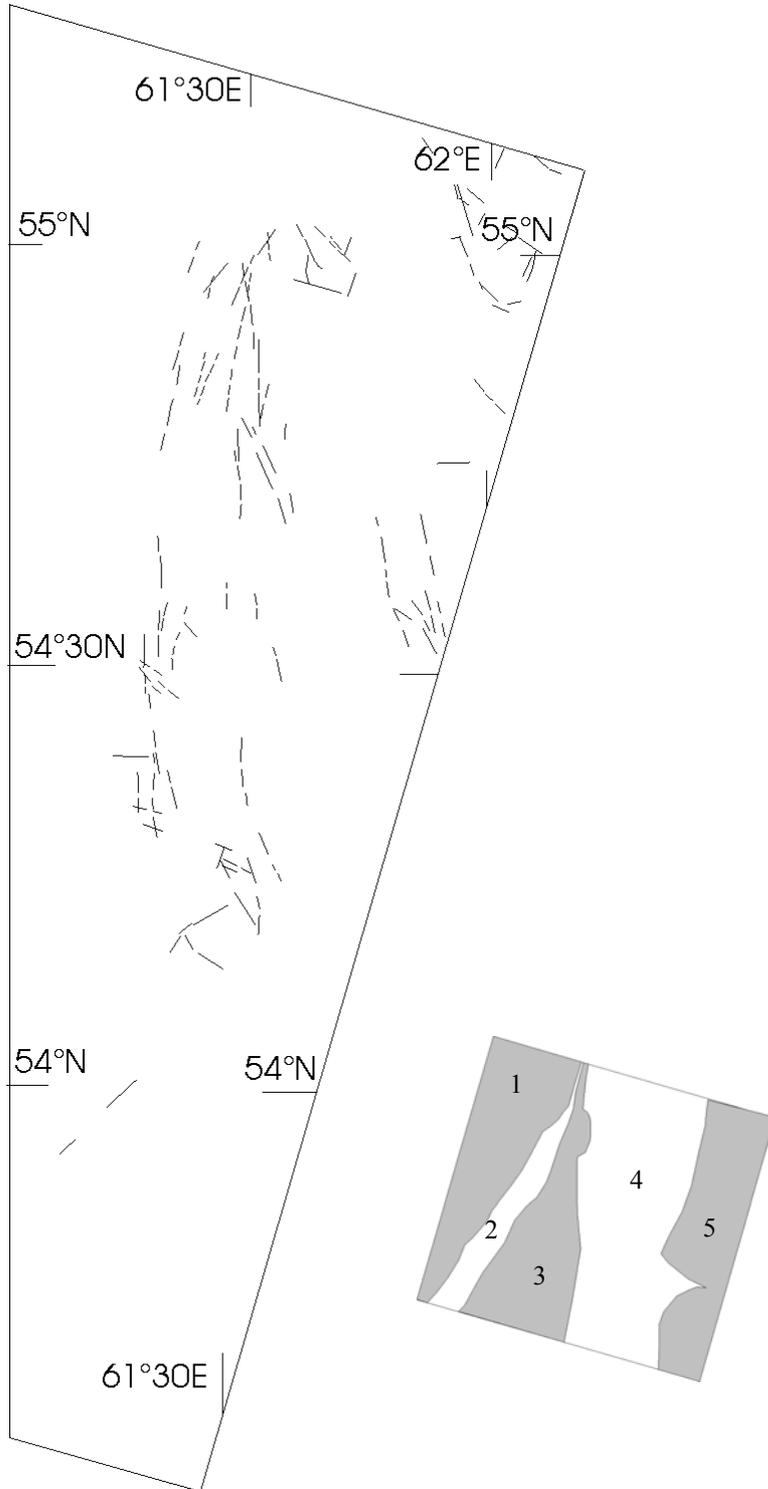
Lineationsmuster der Osturalzone (4)

Anlage 1.5



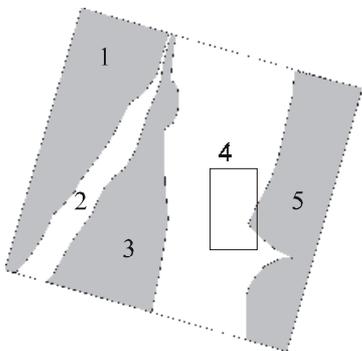
Lineationsmuster der Transuralzone (5)

Anlage 1.6



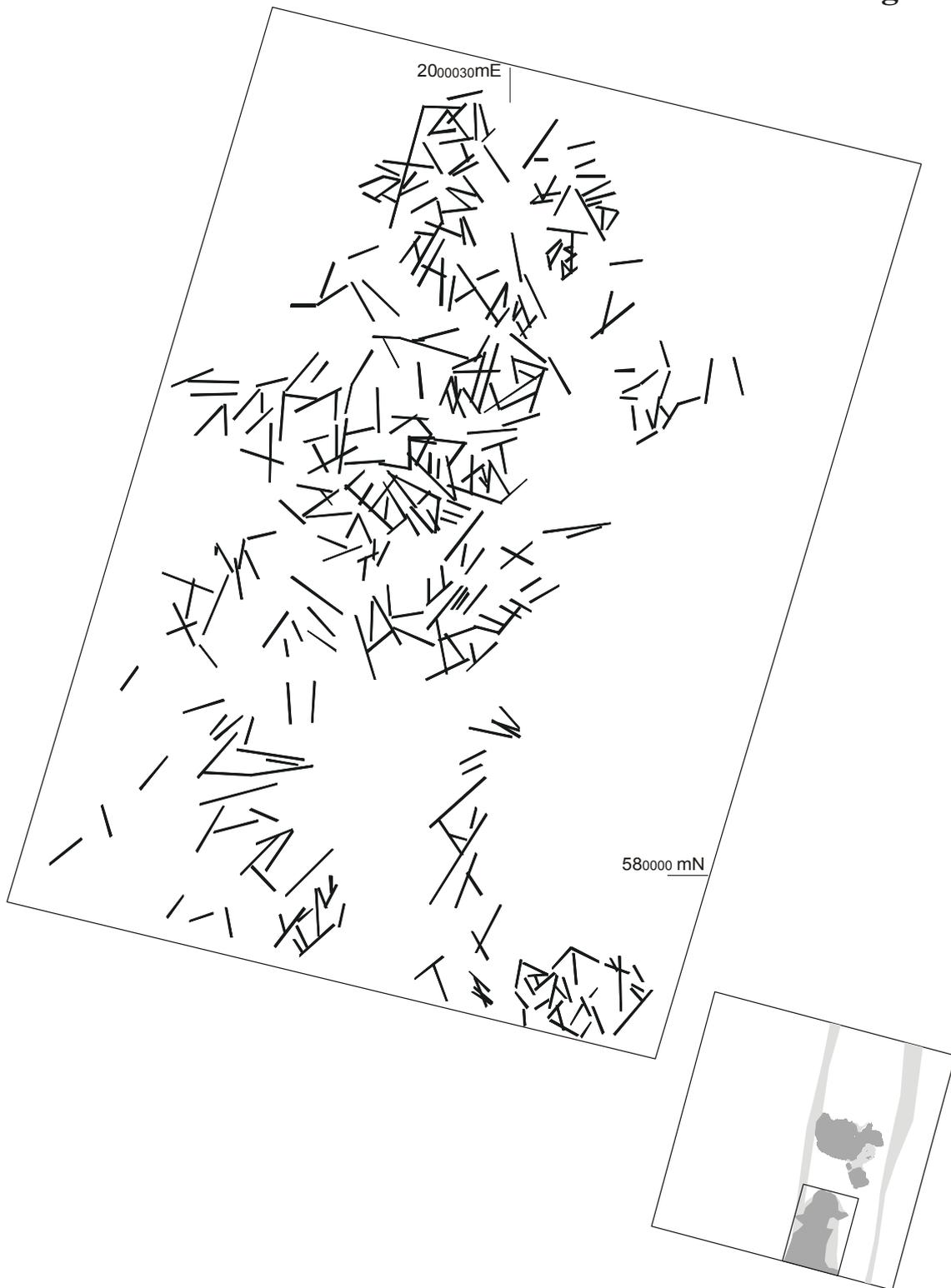
Lineationsmuster des Plastmassivs

Anlage 1.7



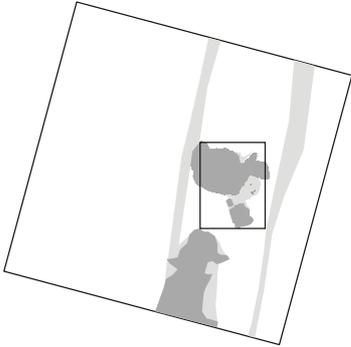
Lineationsmuster des Suunduk-Plutons

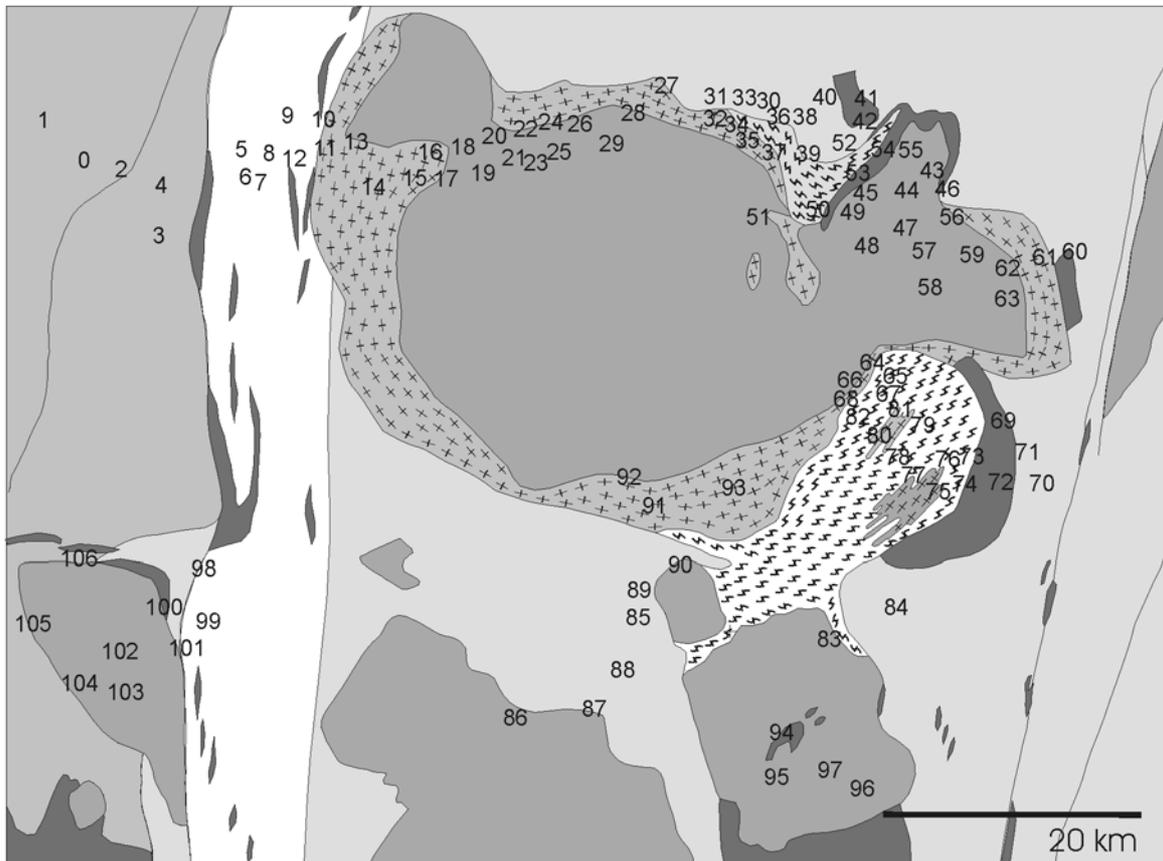
Anlage 1.8



Lineationsmuster des Dzhabyk-Plutons

Anlage1.9



Wegpunkte der Geländeaufnahme im Dzhabyk-Pluton **Anlage 2.1**Legende:

| | | |
|--|--|---|
|  Undeformierter Granit |  Serpentin |  Magnitogorsk- Tagil-Zone (Insel- bogenkomplexe) |
|  Gescherter Granit |  Unterkarbone Sedimente mit vereinzelt Serpentiniten und Amphiboliten |  Megascherzonen- bereich |
|  Granitgneis (mit vereinzelt Ein- schuppungen von Amphibolitgneis) | |  Störung |

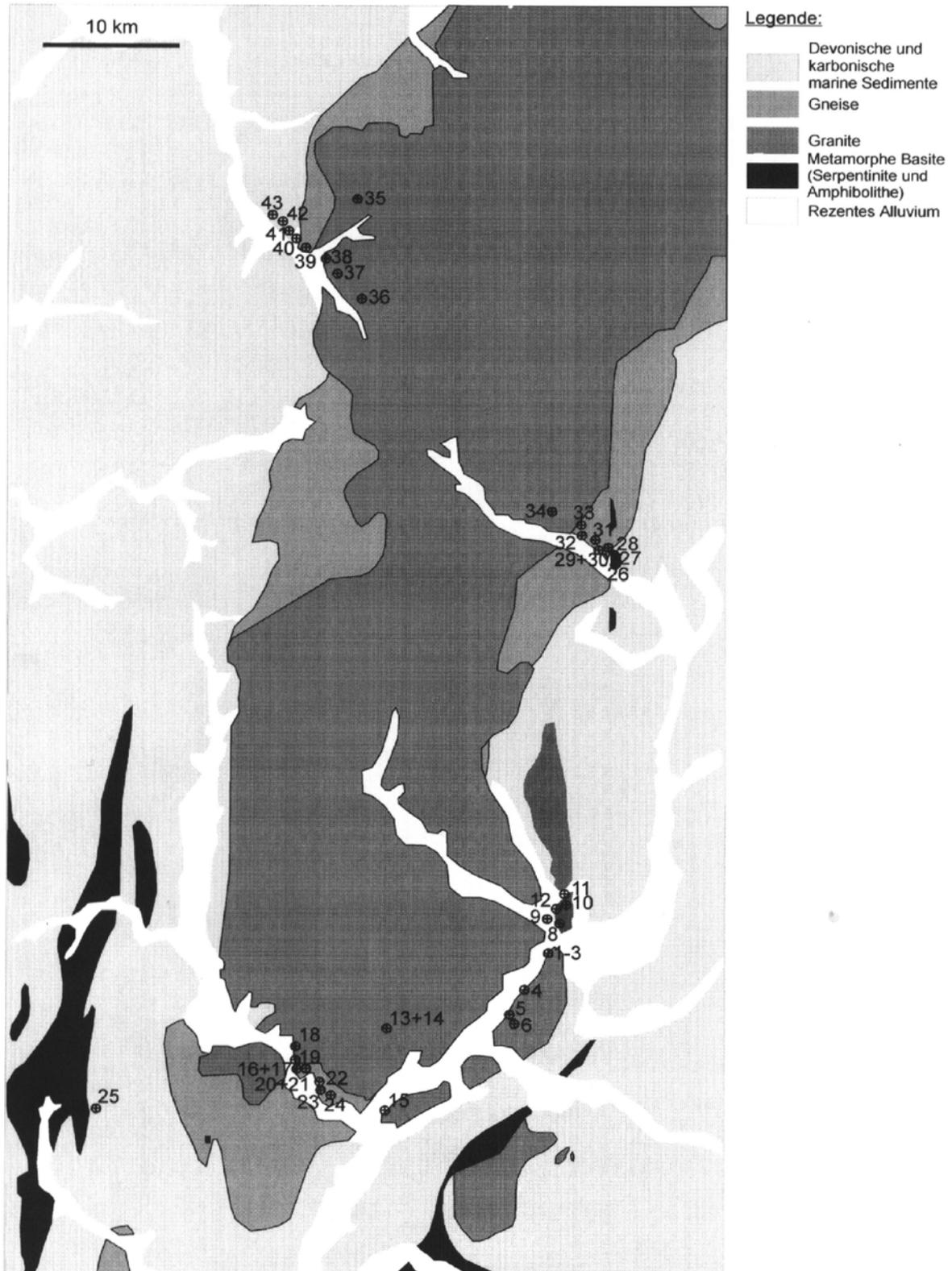
Tektonische Meßwerte
Dzhabyk-Komplex

Anlage 2.2

| Wegpunkt | Gestein | Foliation | | Streckungslinear | | Gänge Streichen | Sprödrübe Streichen |
|----------|-----------------|--------------|------------|------------------|------------|--|------------------------|
| | | Fallrichtung | Fallwinkel | Fallrichtung | Fallwinkel | | |
| 0 | Serpentinit | | | | | | |
| 3 | bas. Vulkanite | 340 | 70 | | | | |
| 5 | Basite | 88 | 78 | 0 | 35 | | |
| 8 | Glimmerschiefer | 95 94 | 85 65 | 352 | 60 | | |
| 10 | Serpentinit | 290 | 65 | 35 | 70 | | |
| 11 | Bi-Schiefer | 225 222 | 25 62 | 212 | 62 | | |
| 14 | Granit, Gneis | 315 | 85 | 220 | 10 | | |
| 15 | Granit | | | | | | 160 |
| 16 | Granit | 320 | 35 | 230 | 5 | | 170 |
| 17 | Granit | 150 | 6 | 92 | 5 | | |
| 18 | Granit | | | | | 140 40 125 20 110 30 120 152 150 110 135 150 75 185 150 70 20 160 180 155 | 60 |
| 21 | Granit | | | | | | 50 |
| 23 | Granit | | | | | 190 110 | |
| 24 | Granit | | | | | 165 130 | |
| 25 | Granit | | | | | 175 175 | |
| | | | | | | 195 | |
| 26 | Granit | | | | | 170 180 | 130 150 |
| 27 | Granit | | | | | 180 | 40 |

| | | | | | | | |
|-------|----------------|-----|----|-----|----|--|----------------|
| 28 | Granit | | | | | 30 120 75 90 70 165 20 170 115 | 130 |
| 30 | Bi-Schiefer | 8 | 55 | 88 | 10 | | |
| | Gneis | 2 | 44 | 82 | 17 | | |
| | | 12 | 45 | 88 | 14 | | |
| | | 8 | 55 | 84 | 20 | | |
| | | 6 | 52 | 92 | 15 | | |
| | | 8 | 58 | 94 | 14 | | |
| 12 | 55 | 96 | 20 | | | | |
| 31 | Granit | | | | | 40 | |
| 32-33 | Granit | | | | | 175 | 100 |
| | | | | | | 165 | |
| | | | | | | 10 | |
| | | | | | | 25 | |
| | | | | | | 130 | |
| | | | | 120 | | 125 | |
| | | | | 170 | | | |
| 34 | Granitgneis | 15 | 35 | 85 | 20 | 110 | |
| 35 | Granitgneis | 0 | 50 | | | | |
| 36 | Gneis,Schiefer | 10 | 45 | 72 | 10 | | |
| 37 | Gneis,Schiefer | 8 | 50 | 90 | 4 | | |
| 38 | Gneis | 55 | 25 | 70 | 20 | | |
| 39 | Granit | | | | | 10 | |
| 41 | Serpentinit | 50 | 80 | 315 | 15 | | |
| | | 55 | 45 | | | | |
| | | 55 | 40 | | | | |
| | | 355 | 70 | | | | |
| 45 | Granit | 52 | 30 | 72 | 26 | | |
| | | | | 60 | 34 | | |
| 46 | Granit | 20 | 48 | | | | 90 60 30 |
| 48 | Granit | | | | | | 145 |
| 49 | Granit | | | | | 175 | |
| 50 | Amphibolit | 10 | 50 | | | | |
| | | 215 | 75 | | | | |
| 51 | Granit | | | | | | 200 108 |
| 53 | Amphibolit | 40 | 40 | 352 | 30 | | |
| | | 85 | 70 | | | | |
| 54 | Amphibolit | 110 | 90 | | | | |
| 56 | Granit | | | | | 90 | |
| 57 | Granit | | | | | 90 | |
| | | | | | | 180 | |

| | | | | | | | |
|-------|-----------------|-----|----|-----|----|-----|-----|
| 59 | Granit | | | | | 210 | |
| 60 | Serpentinit | 45 | 80 | | | | |
| 61 | Granitgneis | 50 | 90 | | | | |
| 62 | Granit | | | | | 150 | |
| 63 | Granit | | | | | 180 | |
| 64 | Gneis | 85 | 21 | 90 | 20 | | |
| | | 108 | 20 | 84 | 20 | | |
| 65 | Granitgneis | 100 | 22 | 100 | 22 | | |
| | | 85 | 20 | 85 | 20 | | |
| 66 | Granitgneis | 98 | 24 | | | | |
| 67-70 | Gneis | 94 | 19 | 94 | 19 | | |
| | | 92 | 25 | | | | |
| 71 | Serpentinit | 125 | 30 | | | | |
| 72 | Amphibolitgneis | 180 | 70 | 88 | 20 | | |
| 73 | Gneis | 86 | 40 | 45 | 30 | | |
| | | 65 | 28 | 62 | 26 | | |
| | Serpentinit | 90 | 40 | | | | |
| 74 | Granitgneis | 108 | 40 | 80 | 38 | | |
| 75-76 | Granitgneis | 95 | 25 | 95 | 25 | | |
| | | 155 | 25 | 165 | 23 | | |
| | | 130 | 28 | 195 | 14 | | |
| | | 125 | 40 | | | | |
| | | 135 | 49 | 85 | 30 | | |
| | | 165 | 45 | | | | |
| | | 120 | 45 | 95 | 15 | | |
| 77 | Granitgneis | 130 | 40 | 110 | 24 | | |
| 78 | Am-Schiefer | 140 | 10 | 85 | 2 | | |
| 79 | Am-Schiefer | 150 | 15 | 85 | 0 | | |
| 80 | Granit | | | 88 | 0 | | |
| | Gr-Bi-Schiefer | 165 | 30 | 94 | 13 | | |
| 81 | Granitgneis | 148 | 18 | 80 | 5 | | |
| 82 | Bi-Mu-Schiefer | 154 | 30 | 78 | 11 | | |
| 85 | Qu-Bi-Schiefer | 272 | 12 | 8 | 4 | | |
| 88 | Grauwacke | 28 | 40 | | | | |
| 90 | Granit | | | | | | 100 |
| 91-92 | Granit | 0 | 0 | 72 | 0 | 65 | |
| | | 0 | 0 | 82 | 0 | 155 | |
| | | | | | | 140 | |
| | | | | | | 145 | |
| | | | | | | 160 | |
| 93 | Granit | 0 | 0 | 85 | 0 | | |
| 94 | Gneis | 0 | 0 | 10 | 0 | | |
| | | | | 30 | 0 | | |
| 97 | Gneis | 160 | 16 | 160 | 16 | | |
| 103 | Granit | | | | | 60 | |
| | | | | | | 80 | |
| 104 | Granit | | | | | 150 | |
| 106 | Granit | | | | | 140 | |
| | | | | | | 150 | |
| | | | | | | 140 | |

Wegpunkte der Geländeaufnahme im Suunduk-Pluton **Anlage 2.4**

Tektonische Meßwerte
Suunduk-Komplex

Anlage 2.5

| Wegpunkt | Gestein | Foliation | Streckungslineare | Gänge | Klüftung | Proben |
|----------|------------|-----------|-------------------|--------|----------|---------|
| 1 | Granit | 200 2 | 180 3 | 310 35 | | 2/1-2/4 |
| | | 90 7 | | 300 75 | | |
| | | 180 5 | | 130 45 | | |
| | | 220 10 | | 100 50 | | |
| | | 240 5 | | | | |
| | | 150 3 | | | | |
| | | 220 3 | | | | |
| 2 | Granit | 160 0 | | 130 45 | | 3/1 |
| | | 140 5 | | 120 50 | | |
| | | 142 10 | | | | |
| 3 | Granit | | 160 1 | 150 50 | | 3/2 |
| | | | 140 2 | 188 50 | | |
| | | | 180 1 | 60 45 | | |
| | | | 180 1 | | | |
| 4 | Granit | 220 1 | 150 1 | 200 52 | | 3/4 |
| | | | 180 1 | 130 47 | | |
| | | | 140 1 | | | |
| | | | 160 1 | | | |
| 5 | Granit | | 190 1 | 198 48 | | 3/5 |
| | | | 186 1 | 170 50 | | |
| | | | 200 2 | 168 50 | | |
| | | | 168 0 | 158 47 | | |
| | | | 170 0 | | | |
| 6 | Granit | | | 270 75 | | 4/7 |
| 7 | Amphibolit | 75 34 | | 276 76 | | 4/1-4/3 |
| | | 65 30 | | 269 85 | | |
| | | 58 35 | | 268 74 | | |
| | | 68 35 | | 260 65 | | |
| | | 60 40 | | 266 75 | | |
| | | 72 38 | | 240 63 | | |
| | | 73 46 | | | | |
| | | 82 45 | | | | |
| | | 82 45 | | | | |
| 8 | Amphibolit | 78 52 | | 230 90 | | 4/6 |
| | | 78 50 | | 220 80 | | |
| | | 78 51 | | | | |
| | | 265 90 | | | | |
| 9 | Amphibolit | 72 50 | | | | |
| | | 81 45 | | | | |
| | | 90 27 | | | | |
| 10 | Granit | 220 5 | 310 0 | | | |
| | | | 310 0 | | | |
| | | | 260 4 | | | |
| | | | 142 2 | | | |
| 11 | Granit | 206 7 | 276 3 | 282 85 | | |
| | | 202 7 | 290 1 | 280 89 | | |
| | | 238 5 | 226 7 | 268 87 | | |
| | | 228 11 | 246 5 | 286 83 | | |
| | | 216 9 | 244 6 | 282 85 | | |
| | | | 222 8 | 133 65 | | |
| | | | 281 4 | 70 90 | | |
| | | | 260 6 | 94 88 | | |
| | | | 265 6 | 60 80 | | |
| | | | 284 4 | 74 88 | | |
| | | | 284 2 | | | |

| | | | | | | | |
|----|-------------|---------------------------------|----------------------------|--------------------------|----------------------------|--------|----------|
| 12 | Amphibolit | 72 81 90 | 50 65 75 | | | | 4/4 |
| 14 | Granit | 220 | 5 | 310 260 142 | 0 4 2 | | |
| 15 | Granit | 133 70 94 60 74 | 65 90 88 80 88 | | | | 5/1-5/5 |
| | Gneis | 160 158 | 2 3 | 70 90 | 0 5 | | |
| 16 | Gneis | | | 310 300 244 | 34 32 45 | | 6/1-6/2 |
| | Gneis | 165 | 45 | | | | |
| | Granit | 295 315 315 | 15 18 22 | | | 190 50 | |
| | Gneis | 260 258 292 | 25 47 50 | | | | |
| 17 | def. Granit | 339 310 316 315 322 | 43 37 40 45 42 | 21 12 8 4 10 | 23 28 30 32 29 | | |
| | Granit | 238 228 210 | 60 60 45 | | | | 6/3 |
| | Gneis | 260 255 248 252 | 52 50 45 52 | | | | 6/4 |
| | Gneis | 235 230 242 | 60 65 45 | | | | |
| | def. Granit | 112 98 106 94 | 62 75 40 62 | 165 172 162 | 40 40 20 | | 277 62 |
| 22 | Gneis | 60 88 74 77 | 40 40 55 80 | | | | |
| | Störung | 204 | 78 | 255 | 70 | | |
| | Störung | 155 | 64 | | | | |
| 23 | Granit | 200 198 186 | 45 60 52 | | | | |
| | Gneis | 286 282 | 80 75 | | | | |
| | Störung | 176 | 36 | | | | 6/7-6/14 |
| 24 | Gneis | 170 176 181 192 188 | 35 32 30 25 28 | | | | |
| | Störung | 245 | 45 | 267 | 25 | | |

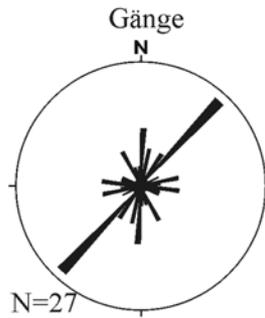
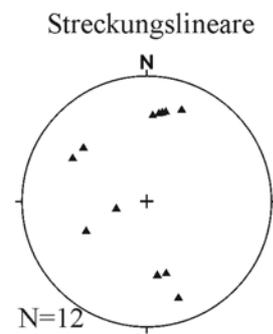
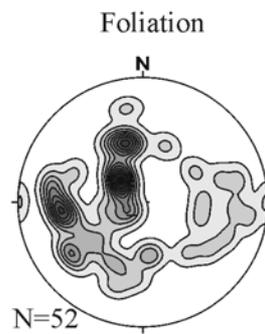
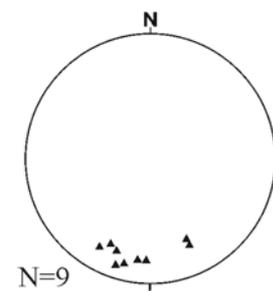
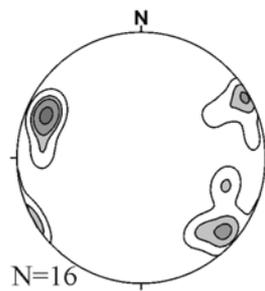
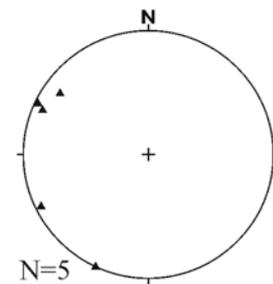
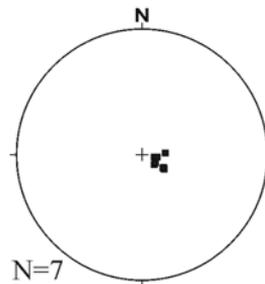
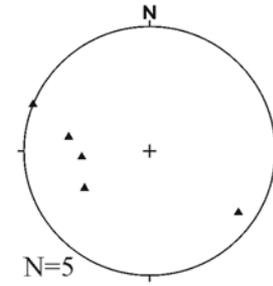
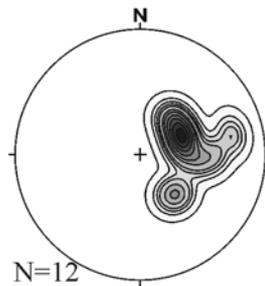
| | | | | | | |
|-------|-------------|--|--|--------|--|------------|
| 25 | Granit | 125 55 138 45 145 80 145 70 148 80 | | | | 6/15-6/18 |
| 26 | Serpentinit | 312 83 320 65 310 75 | | | 130 70 135 30 217 35 234 54 218 24 | 8/1-8/2 |
| 28 | Granit | 260 80 240 55 288 61 | | | 85 40 80 87 190 85 152 80 120 25 13 87 95 40 | 8/3-8/6 |
| 29 | Quarz | | | 285 85 | | |
| 30-31 | Gneis | 92 70 95 67 110 70 113 80 115 72 112 75 114 70 118 75 115 67 | 182 20 187 20 200 23 205 26 194 15 198 12 210 20 | | | 8/7-8/8 |
| 32 | Granit | 240 70 | | | | 8/9-8/11 |
| 33 | Granit | 340 68 | | | | 8/12 |
| 34 | Granit | 240 85 240 88 | 152 35 155 30 155 25 | | | 8/13 |
| 35 | Granit | | 174 2 175 0 | | | 9/1-9/3 |
| 36 | Granit | | 114 1 112 0 | | | 10/1-10/3 |
| 37 | Granit | 258 64 248 32 220 32 236 32 | | 315 35 | | 10/4-10/5 |
| | Gneis | 320 33 318 36 | 265 45 240 40 | | | |
| 38 | def. Granit | 309 10 303 17 302 17 300 16 280 8 278 10 266 15 302 16 | 244 5 295 3 305 15 293 9 | | | 10/6-10/11 |
| 40 | Gneis | | | | | 11/1-11/2 |
| 41 | Schiefer | 254 27 | 280 35 | | | 11/3 |
| 42 | Schiefer | 271 30 276 40 | 125 15 | | | 11/4-11/8 |
| 43 | Schiefer | 250 30 270 50 | | | | 11/9-11/10 |

Stereographische Projektionen (Suunduk-Komplex)

Anlage 2.6

Südliche Hemisphäre, 10° Skalierung

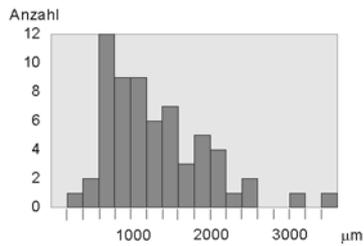
Gesamter Suunduk-Komplex

Südlicher Gneismantel
Wegpunkte 16-22Östlicher Gneismantel
Wegpunkte 26-34Westlicher Gneismantel
Wegpunkt 38Westlicher Gneismantel
Wegpunkte 37-42
ohne 38

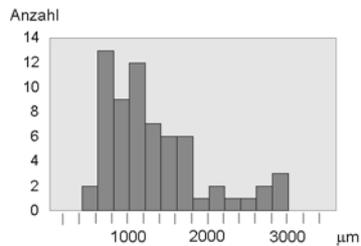
Histogramme der maximalen Korndurchmesser von Quarz und Feldspat in ausgewählten Dünnschliffen

Anlage 3.1

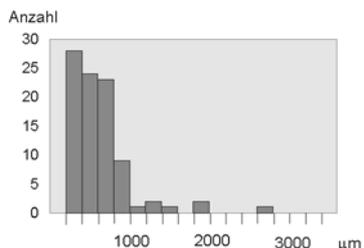
Feldspat



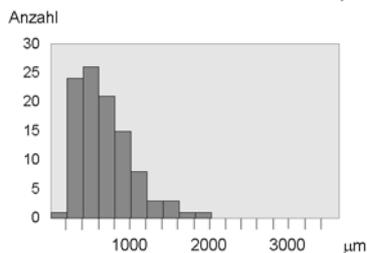
Granit



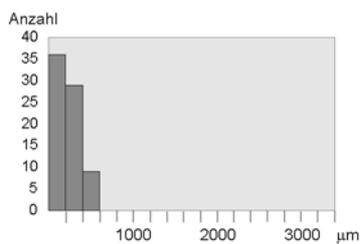
Granit



Folierter Granit

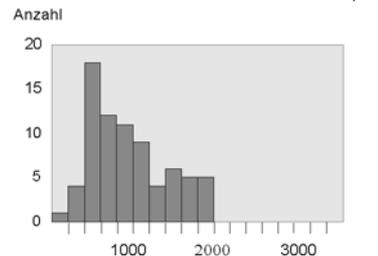
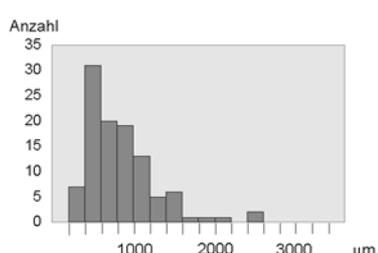
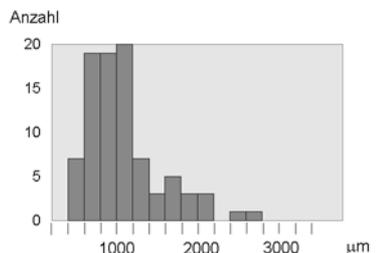
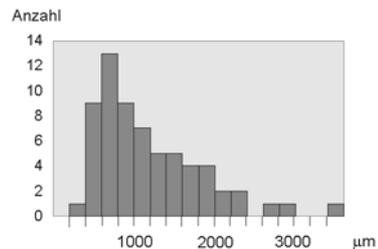
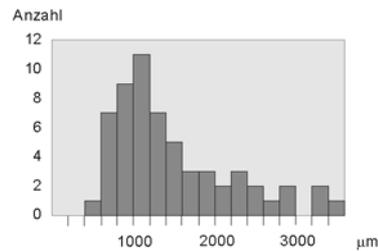


Folierter Granit



Ultramylonit

Quarz



Zunahme des Deformationsgrades



Ergebnisse der Mikrosondenmessung an Granat

Anlage 3.2

| molare Masse | Granat | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | mean |
|--------------|--------------------------------|---------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | | Oxide | | | | | | | | | | | | | | |
| 60.088 | SiO ₂ | 36.25 | 36.54 | 36.67 | 36.66 | 36.73 | 36.15 | 36.45 | 36.77 | 36.78 | 36.80 | 33.87 | 36.94 | 36.99 | 36.87 | 36.46 |
| 79.898 | TiO ₂ | 0.25 | 0.13 | 0.00 | 0.08 | 0.05 | 0.00 | 0.12 | 0.05 | 0.29 | 0.17 | 6.50 | 0.00 | 0.10 | 0.05 | 0.56 |
| 101.957 | Al ₂ O ₃ | 19.59 | 19.87 | 19.43 | 19.42 | 19.62 | 20.03 | 20.76 | 20.38 | 20.74 | 21.27 | 18.52 | 20.76 | 20.81 | 20.89 | 20.15 |
| 71.849 | FeO | 35.49 | 35.74 | 35.82 | 35.60 | 36.33 | 36.37 | 36.51 | 36.06 | 36.59 | 36.27 | 36.14 | 36.48 | 36.05 | 35.85 | 36.09 |
| 70.939 | MnO | 3.53 | 3.36 | 3.26 | 3.37 | 3.30 | 3.40 | 3.30 | 3.35 | 3.46 | 3.37 | 3.32 | 3.49 | 3.44 | 3.32 | 3.38 |
| 40.309 | MgO | 2.61 | 2.47 | 2.58 | 2.21 | 2.39 | 2.24 | 2.56 | 2.24 | 2.33 | 2.60 | 2.51 | 2.67 | 2.60 | 2.65 | 2.48 |
| 56.079 | CaO | 1.42 | 1.55 | 1.53 | 1.47 | 1.30 | 1.38 | 1.59 | 1.57 | 1.38 | 1.52 | 1.39 | 1.49 | 1.52 | 1.47 | 1.47 |
| 61.979 | Na ₂ O | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.03 | 0.01 |
| 94.199 | K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.05 | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 |
| | Σ | 99.1 | 99.7 | 99.3 | 98.8 | 99.7 | 99.6 | 101.3 | 100.5 | 101.6 | 102.0 | 102.3 | 101.9 | 101.5 | 101.1 | 100.6 |
| | | molare Proportionen | | | | | | | | | | | | | | |
| | Si | 0.603 | 0.608 | 0.610 | 0.610 | 0.611 | 0.602 | 0.607 | 0.612 | 0.612 | 0.612 | 0.564 | 0.615 | 0.616 | 0.614 | 0.61 |
| | Ti | 0.003 | 0.002 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.002 | 0.001 | 0.004 | 0.002 | 0.081 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.01 |
| | Al | 0.192 | 0.195 | 0.191 | 0.190 | 0.192 | 0.196 | 0.204 | 0.200 | 0.203 | 0.209 | 0.182 | 0.204 | 0.204 | 0.205 | 0.20 |
| | Fe | 0.494 | 0.497 | 0.499 | 0.495 | 0.506 | 0.506 | 0.508 | 0.502 | 0.509 | 0.505 | 0.503 | 0.508 | 0.502 | 0.499 | 0.50 |
| | Mn | 0.050 | 0.047 | 0.046 | 0.048 | 0.047 | 0.048 | 0.047 | 0.047 | 0.049 | 0.048 | 0.047 | 0.049 | 0.048 | 0.047 | 0.05 |
| | Mg | 0.065 | 0.061 | 0.064 | 0.055 | 0.059 | 0.056 | 0.064 | 0.056 | 0.058 | 0.065 | 0.062 | 0.066 | 0.065 | 0.066 | 0.06 |
| | Ca | 0.025 | 0.028 | 0.027 | 0.026 | 0.023 | 0.025 | 0.028 | 0.028 | 0.025 | 0.027 | 0.025 | 0.027 | 0.027 | 0.026 | 0.03 |
| | Na | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.00 |
| | K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.00 |
| | Σ Oxide | 2.423 | 2.438 | 2.428 | 2.418 | 2.436 | 2.428 | 2.474 | 2.458 | 2.482 | 2.499 | 2.472 | 2.491 | 2.488 | 2.481 | 2.46 |
| | Norm | 24 | 24 | 24 | 24 | 24 | 24 | 24 | 24 | 24 | 24 | 24 | 24 | 24 | 24 | 24.00 |
| | Faktor | 9.905 | 9.844 | 9.885 | 9.926 | 9.852 | 9.885 | 9.701 | 9.764 | 9.670 | 9.604 | 9.709 | 9.635 | 9.646 | 9.674 | 9.76 |
| | | Ionenzahl | | | | | | | | | | | | | | |
| | Si | 5.98 | 5.99 | 6.03 | 6.06 | 6.02 | 5.95 | 5.88 | 5.97 | 5.92 | 5.88 | 5.47 | 5.92 | 5.94 | 5.94 | 5.92 |
| | Ti | 0.03 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.02 | 0.79 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.07 |
| | Al | 3.81 | 3.84 | 3.77 | 3.78 | 3.79 | 3.88 | 3.95 | 3.90 | 3.93 | 4.01 | 3.53 | 3.92 | 3.94 | 3.96 | 3.86 |
| | Fe | 4.89 | 4.90 | 4.93 | 4.92 | 4.98 | 5.00 | 4.93 | 4.90 | 4.92 | 4.85 | 4.88 | 4.89 | 4.84 | 4.83 | 4.90 |
| | Mn | 0.49 | 0.47 | 0.45 | 0.47 | 0.46 | 0.47 | 0.45 | 0.46 | 0.47 | 0.46 | 0.45 | 0.47 | 0.47 | 0.45 | 0.46 |
| | Mg | 0.64 | 0.60 | 0.63 | 0.54 | 0.58 | 0.55 | 0.62 | 0.54 | 0.56 | 0.62 | 0.60 | 0.64 | 0.62 | 0.64 | 0.60 |
| | Ca | 0.25 | 0.27 | 0.27 | 0.26 | 0.23 | 0.24 | 0.28 | 0.27 | 0.24 | 0.26 | 0.24 | 0.26 | 0.26 | 0.25 | 0.26 |
| | Na | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| | K | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| | Σ | 16.09 | 16.09 | 16.08 | 16.05 | 16.08 | 16.11 | 16.12 | 16.07 | 16.09 | 16.10 | 15.97 | 16.12 | 16.08 | 16.09 | 16.08 |
| | Fe/(Fe+Mg) | 0.884 | 0.890 | 0.886 | 0.900 | 0.895 | 0.901 | 0.889 | 0.900 | 0.898 | 0.887 | 0.890 | 0.885 | 0.886 | 0.884 | 0.89 |
| | Gro+And % | 4 | 4.4 | 4.3 | 4.2 | 3.7 | 3.9 | 4.4 | 4.4 | 3.8 | 4.2 | 3.9 | 4.1 | 4.2 | 4.1 | 4.11 |
| | Pyr % | 10.2 | 9.7 | 10.1 | 8.8 | 9.3 | 8.8 | 9.8 | 8.8 | 9 | 10 | 9.8 | 10.2 | 10 | 10.3 | 9.63 |
| | Alm % | 77.9 | 78.5 | 78.4 | 79.4 | 79.7 | 79.8 | 78.6 | 79.3 | 79.5 | 78.4 | 79 | 78.1 | 78.2 | 78.2 | 78.79 |
| | Spess % | 7.9 | 7.5 | 7.2 | 7.6 | 7.3 | 7.6 | 7.2 | 7.5 | 7.6 | 7.4 | 7.3 | 7.6 | 7.6 | 7.3 | 7.47 |
| | Σ | 100 | 100.1 | 100 | 100 | 100 | 100.1 | 100 | 100 | 99.9 | 100 | 100 | 100 | 100 | 99.9 | 100.0 |

Ergebnisse der Mikrosondenmessung an Plagioklas

Anlage 3.3

| molare Masse | Granat | 1 | 2 | 3 | 4 | mean |
|---------------------|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Oxide | | | | | | |
| 60.088 | SiO ₂ | 59.56 | 59.94 | 60.75 | 60.23 | 60.12 |
| 101.957 | Al ₂ O ₃ | 24.58 | 24.29 | 24.01 | 23.75 | 24.16 |
| 71.849 | FeO | 0.25 | 0.29 | 0.25 | 0.15 | 0.24 |
| 70.939 | MnO | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.03 | 0.02 |
| 40.309 | MgO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.01 |
| 56.079 | CaO | 6.26 | 6.46 | 6.28 | 5.97 | 6.24 |
| 61.979 | Na ₂ O | 7.89 | 7.57 | 8.01 | 7.89 | 7.84 |
| 94.199 | K ₂ O | 0.08 | 0.23 | 0.05 | 0.06 | 0.11 |
| | Σ | 98.6 | 98.8 | 99.4 | 98.1 | 98.72 |
| molare Proportionen | | | | | | |
| | Si | 0.991 | 0.998 | 1.011 | 1.002 | 1.001 |
| | Al | 0.482 | 0.476 | 0.471 | 0.466 | 0.474 |
| | Fe | 0.003 | 0.000 | 0.003 | 0.002 | 0.002 |
| | Mn | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| | Mg | 0.000 | 0.160 | 0.000 | 0.000 | 0.040 |
| | Ca | 0.112 | 0.135 | 0.112 | 0.106 | 0.116 |
| | Na | 0.255 | 0.244 | 0.258 | 0.255 | 0.253 |
| | K | 0.002 | 0.00 | 0.001 | 0.001 | 0.002 |
| | Σ Oxide | 1.845 | 2.019 | 1.857 | 1.834 | 1.889 |
| | Norm | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| | Faktor | 2.713 | 2.708 | 2.690 | 2.720 | 2.708 |
| Ionenzahl | | | | | | |
| | Si | 2.69 | 2.70 | 2.72 | 2.73 | 2.709 |
| | Al | 1.31 | 1.29 | 1.27 | 1.27 | 1.283 |
| | Fe | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.006 |
| | Mn | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.000 |
| | Mg | 0.00 | 0.43 | 0.00 | 0.00 | 0.109 |
| | Ca | 0.30 | 0.37 | 0.30 | 0.29 | 0.315 |
| | Na | 0.69 | 0.66 | 0.70 | 0.69 | 0.685 |
| | K | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.006 |
| | Σ | 5.005 | 5.467 | 4.995 | 4.987 | 5.114 |
| | K+Ca+Na | 0.998 | 1.040 | 0.999 | 0.986 | 1.006 |
| | Al+Si | 3.997 | 3.992 | 3.987 | 3.994 | 3.992 |
| | An % | 30.34 | 31.62 | 30.14 | 29.38 | 30.37 |

Ergebnisse der Mikrosondenmessung
an Ilmenit, Biotit und Muskovit

Anlage 3.4

| | | Ilmenit | | | | | Biotit | | | Muskovit | | | | | |
|---------------------|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| molare Masse | Nr. | 1 | 2 | 3 | 4 | mean | 1 | 2 | mean | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | mean |
| Oxide | | | | | | | | | | | | | | | |
| 60.088 | SiO ₂ | 0.73 | 0.08 | 0.25 | 0.07 | 0.28 | 33.94 | 34.25 | 34.10 | 45.35 | 45.70 | 45.78 | 45.90 | 44.95 | 45.54 |
| 79.898 | TiO ₂ | 44.18 | 50.95 | 50.87 | 52.16 | 49.54 | 2.18 | 1.93 | 2.06 | 0.81 | 0.76 | 0.47 | 1.00 | 0.37 | 0.68 |
| 101.957 | Al ₂ O ₃ | 1.04 | 0.08 | 0.00 | 0.06 | 0.30 | 18.27 | 19.02 | 18.65 | 36.47 | 36.28 | 35.91 | 36.38 | 36.35 | 36.28 |
| 71.849 | FeO | 45.83 | 44.27 | 45.11 | 43.97 | 44.80 | 21.00 | 20.64 | 20.82 | 1.41 | 1.38 | 1.27 | 1.38 | 1.25 | 1.34 |
| 70.939 | MnO | 0.73 | 0.70 | 0.78 | 0.80 | 0.75 | 0.14 | 0.09 | 0.12 | 0.00 | 0.00 | 0.08 | 0.03 | 0.00 | 0.02 |
| 40.309 | MgO | 0.12 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.04 | 8.61 | 8.86 | 8.74 | 0.62 | 0.58 | 0.57 | 0.58 | 0.39 | 0.55 |
| 56.079 | CaO | 0.16 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.04 | 0.22 | 0.18 | 0.20 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.02 |
| 61.979 | Na ₂ O | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.27 | 0.27 | 0.27 | 0.79 | 0.86 | 0.87 | 0.85 | 1.04 | 0.88 |
| 94.199 | K ₂ O | 0.24 | 0.17 | 0.01 | 0.13 | 0.14 | 7.96 | 8.02 | 7.99 | 9.40 | 9.18 | 9.23 | 9.21 | 9.70 | 9.34 |
| | Σ | 93.1 | 96.3 | 97.0 | 97.2 | 95.89 | 92.6 | 93.3 | 92.93 | 94.9 | 94.7 | 94.2 | 95.4 | 94.1 | 94.65 |
| molare Proportionen | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Si | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.56 | 0.57 | 0.57 | 0.75 | 0.76 | 0.76 | 0.76 | 0.75 | 0.76 |
| | Ti | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 |
| | Al | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.18 | 0.19 | 0.18 | 0.36 | 0.36 | 0.35 | 0.36 | 0.36 | 0.36 |
| | Fe | 0.64 | 0.62 | 0.63 | 0.61 | 0.62 | 0.29 | 0.29 | 0.29 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| | Mn | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| | Mg | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.21 | 0.22 | 0.22 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| | Ca | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| | Na | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 |
| | K | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.08 | 0.09 | 0.08 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.10 |
| | Σ Oxide | 0.761 | 0.653 | 0.667 | 0.651 | 0.68 | 2.320 | 2.350 | 2.34 | 2.750 | 2.750 | 2.740 | 2.770 | 2.720 | 2.75 |
| | Norm | 3 | 3 | 3 | 3 | 3.00 | 24 | 24 | 24.00 | 24 | 24 | 24 | 24 | 24 | 24.00 |
| | Faktor | 3.942 | 4.594 | 4.498 | 4.608 | 4.41 | 10.33 | 10.22 | 10.28 | 8.727 | 8.727 | 8.759 | 8.664 | 8.824 | 8.74 |
| Ionenzahl | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Si | 0.05 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 5.83 | 5.83 | 5.83 | 6.59 | 6.64 | 6.67 | 6.62 | 6.60 | 6.62 |
| | Ti | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.28 | 0.25 | 0.26 | 0.09 | 0.08 | 0.05 | 0.11 | 0.04 | 0.07 |
| | Al | 0.08 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 3.70 | 3.81 | 3.76 | 6.24 | 6.21 | 6.17 | 6.18 | 6.29 | 6.22 |
| | Fe | 2.51 | 2.83 | 2.82 | 2.82 | 2.75 | 3.02 | 2.94 | 2.98 | 0.17 | 0.17 | 0.15 | 0.17 | 0.15 | 0.16 |
| | Mn | 0.04 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| | Mg | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 2.21 | 2.25 | 2.23 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | 0.12 | 0.09 | 0.12 |
| | Ca | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| | Na | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.22 | 0.24 | 0.25 | 0.24 | 0.30 | 0.25 |
| | K | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 1.75 | 1.74 | 1.74 | 1.74 | 1.70 | 1.72 | 1.69 | 1.82 | 1.73 |
| | Σ | 2.75 | 2.94 | 2.94 | 2.93 | 2.89 | 16.94 | 16.94 | 16.94 | 15.19 | 15.17 | 15.15 | 15.14 | 15.29 | 15.19 |

Aufbereitungs- und Meßbedingungen bei der Isotopenanalytik

Anlage 4.1

Tabelle 4.1 a) Reinheitsstufen der Reagenzien (Glodny 1997)

ion- Deionisation im Ionenaustauscher
p.a.-pro analysi
QD- Destillation in Quarzglasdestille
MQ- „Milli-Q“-Ionenaustauscher

| Stufen | HF | HCl | HNO ₃ | H ₂ O | Aceton | Ethanol |
|--------|------|------|------------------|------------------|--------|---------|
| I | | | | ion | | |
| II | | p.a. | p.a. | | p.a. | p.a. |
| III | p.a. | QD | QD | MQ | | |

Tabelle 4.1 b) Gemessene Standard-Werte

| System | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁵ Rb | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | ¹⁴⁹ Sm/ ¹⁵² Sm | ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd | Zirkon |
|----------|------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|-----------|
| Standard | | NBS 987 | | La Jolla | St 91500 |
| Meßwerte | 2.6065614 | 0.710295 | 0.516725 | 0.511864 | 1065,4 Ma |
| Fehler | 0.0022244 | 0.000017 | 0.000009 | 0.000007 | 2,7 Ma |

gemessen von
Tichomirowa et al. (1997)

Tabelle 4.1 c) Laborinterne Blindwerte für Rb/Sr- und Sm/Nd-Analytik des ZLG Münster (Glodny 1997)

| Probe | Blindwert |
|--------------------------------------|-----------|
| Rb | 0,04 ng |
| Sr | 0,1 ng |
| ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | 0.71 |
| Sm | 0,1 ng |
| Nd | 0,1 ng |
| ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd | 0.512638 |

Tabelle 4.1 d) Meßbedingungen bei TIMS-Messungen

| Messung | Ionenquelle | Ladeflüssigkeit | Filament | Meßtemperatur | Meßverfahren |
|---------|-------------|--|----------|---------------|--------------|
| Rb | 2-Band | H ₂ O | Ta | 1400 °C | sequentiell |
| Sr | 1-Band | TaF ₅ 6N HCl TaF ₅ | W | variabel | dynamisch |
| Sm | 3-Band | 6N HCl | Re | variabel | statisch |
| Nd | 3-Band | 6N HCl | Re | variabel | dynamisch |
| Pb | 2-Band | keine | Re | 1200-1220°C | sequentiell |

Sm/Nd- Gesamtgesteins-Isotopendaten

Anlage 4.2

| Probe | Sm in ppm | Nd in ppm | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Sm}$ | | Alter (t) in Ma | ENd (rezent) | ENd (t) | $T_{(DM)}$ in Ma |
|---------|--------------|--------------|-----------------------------------|------------------|-----------------------------------|---------------------------|--------------------|-----------------|------------|---------------------|
| | | | Probe | (+/-2 σ) | Probe | (+/-2 σ) 10E-6 | | | | |
| Dzhabyk | | | | | | | | | | |
| 58 | 4.86 | 33.77 | 0.0870 | 0.00029 | 0.512513 | 25 | 295 | -2.43 | 1.77 | 766 |
| 80a | 1.60 | 11.08 | 0.0871 | 0.00064 | 0.512472 | 14 | 295 | -3.23 | 0.97 | 816 |
| 80b | 4.14 | 29.90 | 0.0838 | 0.00010 | 0.512493 | 2 | 295 | -2.83 | 1.50 | 771 |
| 66 | 1.84 | 11.94 | 0.0930 | 0.00959 | 0.512437 | 6 | 327 | -3.91 | 0.06 | 899 |
| 73 | 2.80 | 18.70 | 0.0905 | 0.00008 | 0.512365 | 8 | 327 | -5.32 | -1.25 | 970 |
| 74 | 3.43 | 20.51 | 0.1010 | 0.00017 | 0.512409 | 12 | 327 | -4.47 | -0.80 | 1001 |
| Suunduk | | | | | | | | | | |
| su5/5 | 1.16 | 3.56 | 0.1975 | 0.02301 | 0.512649 | 10 | 290 | 0.22 | 0.19 | 4589 |
| su6/10 | 5.33 | 22.44 | 0.1436 | 0.00006 | 0.512627 | 12 | 290 | -0.21 | 1.82 | 1134 |
| su8/8a | 3.20 | 12.98 | 0.1492 | 0.00035 | 0.512670 | 15 | 290 | 0.63 | 2.45 | 1131 |
| su10/3 | 2.20 | 9.10 | 0.1459 | 0.00031 | 0.512646 | 7 | 290 | 0.15 | 2.10 | 1131 |
| su10/5 | 2.20 | 10.66 | 0.1246 | 0.00003 | 0.512597 | 7 | 290 | -0.80 | 1.96 | 945 |
| su10/4 | 2.90 | 15.75 | 0.1114 | 0.00023 | 0.512541 | 4 | 290 | -1.89 | 1.38 | 906 |
| Rahmen | | | | | | | | | | |
| 88a | 3.89 | 16.15 | 0.1455 | 0.00016 | 0.512681 | 3 | 300 | 0.84 | 2.68 | 1045 |
| 88b | 3.99 | 16.55 | 0.1459 | 0.00005 | 0.512710 | 4 | 300 | 1.40 | 3.22 | 987 |
| su4/2 | 4.13 | 11.63 | 0.2145 | 0.00012 | 0.513126 | 7 | 300 | 9.52 | 8.71 | -7521 |
| su 10/7 | 2.67 | 13.55 | 0.1193 | 0.00015 | 0.512479 | 5 | 300 | -3.09 | -0.26 | 1080 |
| su10/12 | 8.45 | 30.83 | 0.1658 | 0.00010 | 0.512923 | 6 | 300 | 5.55 | 6.61 | 723 |
| su11/4 | 3.59 | 14.23 | 0.1526 | 0.00836 | 0.512572 | 3 | 300 | -1.29 | 0.27 | 1436 |
| su11/9 | 10.57 | 44.25 | 0.1445 | 0.00006 | 0.512888 | 3 | 300 | 4.87 | 6.74 | 578 |

Einzelkristalle vaporation von Zirkonen
der Gneisplatte von Kartali

Anlage 4.3

| Probe | $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ korr. 2σ | Alter (Ma) | Fehler(Ma) |
|------------|-----------------------------------|-----------------------------------|---|------------|------------|
| Granite | | | | | |
| 66.2.2.1 | 0.000251 | 0.055797 | 0.05600 0.00022 | 298 | 8 |
| 80a.2.1.3 | 8.88E-05 | 0.053408 | 0.05360 0.00015 | 299 | 7 |
| 80a.2.1.1 | 0.000113 | 0.053649 | 0.05384 6.29E-05 | 294 | 3 |
| 80a.2.1.4 | 1.33E-05 | 0.052316 | 0.05250 0.00081 | 299 | 35 |
| 73.3.3.5 | 0.000274 | 0.05594 | 0.05614 0.00037 | 292 | 18 |
| Gneise | | | | | |
| 66.2.2.4 | 0.000161 | 0.055072 | 0.05527 0.00017 | 326 | 9 |
| 74.3.3.2 | 0.000166 | 0.055202 | 0.05540 0.00012 | 328 | 5 |
| 74.2.2.2 | 0.000263 | 0.056552 | 0.05676 0.00015 | 326 | 15 |
| 66.2.2.4 | 0.000122 | 0.054542 | 0.05474 0.00031 | 327 | 13 |
| 74.4.2.2 | 0.00034 | 0.057778 | 0.05799 0.00145 | 303 | 129 |
| Altbestand | | | | | |
| 73.3.3.6 | 0.000241 | 0.066349 | 0.063130 0.00079 | 713 | 27 |
| 74.1.2.1 | 0.000213 | 0.058817 | 0.05903 5.70E-05 | 450 | 2 |
| 74.2.2.6 | 0.000165 | 0.058354 | 0.05856 0.00054 | 459 | 21 |
| 74.2.2.8 | 0.000242 | 0.059193 | 0.05941 0.0005 | 448 | 21 |
| 74.2.2.2 | 3.95E-05 | 0.056861 | 0.05707 0.00026 | 471 | 10 |
| 74.3.3.4 | 0.00021 | 0.058625 | 0.05884 0.00076 | 444 | 30 |
| 66.2.2.5 | 0.00101 | 0.071358 | 0.07161 0.0006 | 493 | 24 |
| Mischalter | | | | | |
| 66.3.2.4 | 0.000247 | 0.058145 | 0.054773 0.00094 | 403 | 42 |
| 74.1.2.2 | 0.000195 | 0.05747 | 0.054843 0.0007 | 406 | 31 |
| 66.2.2.2 | 0.000111 | 0.055031 | 0.053616 0.00022 | 355 | 9 |

Rb/Sr-Isotopendaten der analysierten
Mineralseparate und Gesamtgesteine

Anlage 4.4

| | Sr ppm | Rb ppm | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | 2 σ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | 2 σ | ini. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | vor Ma |
|------------------------|--------|--------|---------------------------------|------------|---------------------------------|------------|--------------------------------------|-----------|
| Dzhabyk Granite | | | | | | | | |
| 58 Wr | 183.4 | 196.1 | 3.1 | 0.031 | 0.71689 | 1.6E-05 | 0.70389 | 295 |
| 80a Wr | 286.1 | 149.6 | 1.5 | 0.015 | 0.71099 | 1.4E-05 | 0.70463 | 295 |
| 80a Bi | 3.1 | 1018.9 | 1437.0 | 14.370 | 6.09925 | 0.00043 | | |
| 80a Kfs | 417.5 | 212.6 | 1.5 | 0.015 | 0.71082 | 4.6E-05 | | |
| 80b Wr | 301.5 | 161.4 | 1.5 | 0.015 | 0.71129 | 1.2E-05 | 0.70479 | 295 |
| 80b Bi | 5.5 | 945.6 | 603.7 | 6.037 | 2.98397 | 4.6E-05 | | |
| 80b Kfs | 417.5 | 212.6 | 0.9 | 0.009 | 0.70866 | 4.6E-05 | | |
| 80c Wr | 236.1 | 180.3 | 2.2 | 0.022 | 0.71329 | 1.3E-05 | 0.70401 | 295 |
| 80c Kfs | 302.3 | 280.2 | 3.0 | 0.030 | 0.71588 | 1.9E-05 | | |
| Dzhabyk Gneise | | | | | | | | |
| 64 Wr | 189.2 | 106.4 | 1.6 | 0.016 | 0.71385 | 1.2E-05 | 0.70627 | 327 |
| 64 Mus | 15.2 | 384.2 | 88.7 | 0.887 | 1.06882 | 1.6E-05 | | |
| 66 Wr | 519.2 | 73.4 | 0.4 | 0.004 | 0.70747 | 1.3E-05 | 0.70557 | 327 |
| 66 Bi | 6.9 | 768.3 | 368.5 | 3.685 | 2.10558 | 5.2E-05 | | |
| 66 Mus | 39.1 | 347.7 | 26.0 | 0.260 | 0.81174 | 4.5E-05 | | |
| 66 Mus | 40.4 | 346.6 | 25.1 | 0.251 | 0.80858 | 3.4E-05 | | |
| 68 Wr | 92.7 | 167.4 | 5.2 | 0.052 | 0.73017 | 3.0E-05 | 0.70580 | 327 |
| 68 Mus | 7.8 | 621.1 | 202.2 | 2.022 | 1.54091 | 2.2E-05 | | |
| 73 Wr | 442.6 | 106.0 | 0.7 | 0.007 | 0.70870 | 1.5E-05 | 0.70547 | 327 |
| 73 Bi | 16.6 | 705.9 | 129.2 | 1.292 | 1.20599 | 4.6E-04 | | |
| 74 Wr | 251.6 | 33.1 | 0.4 | 0.004 | 0.70730 | 2.2E-05 | 0.70553 | 327 |
| 74 Bi | 8.7 | 580.7 | 209.1 | 2.091 | 1.50901 | 9.4E-05 | | |
| Suunduk Granite | | | | | | | | |
| 6/10 Wr | 111.9 | 135.1 | 3.5 | 0.035 | 0.72016 | 3.9E-05 | 0.70573 | 290 |
| 10/4 Wr | 170.35 | 259.56 | 1.9 | 0.019 | 0.71222 | 2.5E-05 | 0.70357 | 290 |
| 10/3 Wr | 41.6 | 201.2 | 14.1 | 0.141 | 0.75725 | 2.1E-05 | 0.69917 | 290 |
| Suunduk Gneise | | | | | | | | |
| 8/8a Wr | 137.5 | 35.9 | 0.8 | 0.008 | 0.70932 | 2.1E-05 | 0.70620 | 290 |
| 5/5 Wr | 66.6 | 364.9 | 16.0 | 0.160 | 0.76819 | 4.8E-03 | 0.70234 | 290 |
| 10/5 Wr | 57.5 | 163.3 | 8.3 | 0.083 | 0.74470 | 2.1E-05 | 0.71064 | 290 |
| Rahmen | | | | | | | | |
| 88a Wr | 149.4 | 43.3 | 0.8 | 0.008 | 0.70775 | 4.1E-05 | 0.704171 | 300 |
| 88b Wr | 147.1 | 44.3 | 0.9 | 0.009 | 0.70773 | 1.6E-05 | 0.704007 | 300 |
| 10/7 Wr | 28.2 | 59.6 | 6.1 | 0.061 | 0.73009 | 1.7E-05 | 0.703922 | 300 |
| 10/12 Wr | 24.5 | 81.4 | 9.6 | 0.096 | 0.73021 | 4.1E-05 | 0.689140 | 300 |
| 11/4 Wr | 77.9 | 60.8 | 2.3 | 0.023 | 0.71793 | 2.5E-05 | 0.708271 | 300 |
| 11/9 Wr | 72.5 | 155.3 | 6.2 | 0.062 | 0.72636 | 1.7E-05 | 0.699846 | 300 |
| 4/2 Wr | 133.2 | 1.7 | 0.038 | 0.000 | 0.70460 | 5.4E-05 | 0.704440 | 300 |

Übersicht über Altersdaten im Ural

Anlage 4.5

| geol. Einheit | Alter in Ma | datiertes Gestein | Methode | Quelle | Bedeutung |
|--|-------------|-------------------|--------------|------------------|---------------------------|
| Westlicher Falten- und Überschiebungsgürtel | | | | | |
| Osteuropa | >1650 | Sedimente | strat. | Maslov 1997 | Ende der Konsolidierung |
| Zilmerdak | ~1650 | Orthoklas-Geröll | Ar/Ar- or | Glasmacher 1999 | Edukt |
| Zilmerdak | 910-950 | Orthoklas-Geröll | Ar/Ar- or | Glasmacher 1999 | thermische Überprägung |
| Zilmerdak | 560 | Orthoklas-Geröll | Ar/Ar- or | Glasmacher 1999 | cadomische Überprägung |
| Zilmerdak | 530-550 | Granit-Geröll | Ar/Ar- mic | Glasmacher 1999 | cadomische Überprägung |
| Alatau | 280-210 | Sed. Aus Ems | FT- ap | Seward 1997 | isostatische Hebung |
| Alatau | 210-110 | Sed. Aus Ems | FT- ap | Seward 1998 | Jura-Kreide-Transgression |
| Zentralural | | | | | |
| Ufaley | 1200-1470 | Pegmatit | U/Pb-ep | Mineev 1959 | Protolith |
| Ufaley | 300-400 | Klinopyroxenite | K/Ar- wr | vers. Autoren | Uralorogenese |
| Beloretsk | 718+-5 | Amphibolit | Ar/Ar- am | Glasmacher 1999 | Abbruch von Rodinia |
| Beloretsk | 585 | Flysh | strat. | Glasmacher 1999 | Beginn cad. Orogenese |
| Beloretsk | 557+-4 | Muskovitschiefer | Ar/Ar- mus | Glasmacher 1999 | cadomische Orogenese |
| Beloretsk | 549+-5 | Gneis | Ar/Ar- mus | Glasmacher 1999 | cadomische Orogenese |
| Beloretsk | 543+-4 | Glimmerschiefer | Ar/Ar- mus | Glasmacher 1999 | cadomische Orogenese |
| Beloretsk | 365 | Granit | Ar/Ar- kfs | Glasmacher 1999 | kalte Überschiebung |
| Kurtinsky | 308+-3 | Gr-GI-Schiefer | Ar/Ar- am | Glasmacher 1999 | schnelle Exhumierung |
| Kurtinsky | 293+-2 | Gr-GI-Schiefer | Ar/Ar- mus | Glasmacher 1999 | schnelle Exhumierung |
| Zilair | 360 | Flysh | strat. | Glasmacher 1999 | Deckenüberschiebung |
| Maksjutov | 1100-1200 | Metapelit | Rb/Sr | Dobretsov 1974 | Protolithalter |
| Maksjutov | 800-930 | Metapelit | U/Pb- zr | Dobretsov 1974 | Protolithalter |
| Maksjutov | 1170-1800 | Metapelit | U/Pb- zr | Dobretsov 1974 | Protolithalter |
| Maksjutov | 1216+-93 | ? | U/Pb- zr | Krasnobajev 1995 | Protolithalter |
| Maksjutov | 550 | Inselbogenpelit | Ar/Ar | Matte 1993 | cadomische Orogenese |
| Maksjutov | 540 | Gr-GI-Schiefer | U/Pb- ru | Krasnobajev 1995 | cadomische Orogenese |
| Maksjutov | 450 | Marmorlinsen | strat. | Ivanov 1990 | Rifting des Uralozeans |
| Maksjutov | 480 | Diabas | K/Ar- wr | Aleksejev 1976 | Rifting des Uralozeans |
| Maksjutov | 385 | Blauschiefer | Ar/Ar- ph | Matte 1993 | Überschiebung |
| Maksjutov | 373+-4 | | Ar/Ar- am? | Matte 1994 | Überschiebung |
| MUF | | | | | |
| Kempirsay | 400-410 | Ophiolith | Rb/Sr, Sm/Nd | Lawrence 1985 | Uralozeanboden |
| Kharbarny | 400 | Ophiolith | Rb/Sr, K/Ar | Fershtater 1991 | Uralozeanboden |
| Nurali | 399 | Gabbro | U/Pb- zr | Fershtater 1997 | Uralozeanboden |
| Syrostan | 333+-3 | Granodiorit | Pb/Pb- zr | Montero 2000 | synkinematisch |
| Syrostan | 327+-2 | Granit | Pb/Pb- zr | Montero 2000 | postkinematisch |
| Syrostan | 797+-36 | Granit | Pb/Pb- zr | Montero 2000 | Zirkonkern |
| Syrostan | 674+-30 | Granit | Pb/Pb- zr | Montero 2000 | Zirkonkern |
| Syrostan | 1816+-27 | Granit | Pb/Pb- zr | Montero 2000 | Zirkonkern |
| Syrostan | 553+-5 | Granit | Pb/Pb- zr | Montero 2000 | Zirkonkern |
| Syrostan | 808+-10 | Granit | Pb/Pb- zr | Montero 2000 | Zirkonkern |

| | | | | | |
|---------------------|---------|---------------|--------------|---------------|------------------------------|
| Magnitogorsk | | | | | |
| Inselbogen | 385-390 | Flysh | strat. | | Inselbogen aktiv |
| ?Irendyk | 390 | Plattformsed. | strat. | Echtler 1998 | Ende Back arc spreading |
| Intrusionen | 330 | Granodiorit | Rb/Sr, Sm/Nd | Ronkin 1989 | |
| Magnit-Granit | 290-210 | Granit | FT- ap | Seward 1997 | isostatische Hebung |
| Magnit-Granit | 210-110 | Granit | FT- ap | Seward 1998 | Jura-Kreide-Transgression |
| OUZ | | | | | |
| Salda | 440-480 | Gneise | Pb/Pb- zr | Frigberg 2000 | Edukt |
| Salda | 390 | Gneise | Pb/Pb- zr | Frigberg 2000 | Portolith |
| Salda | 360-343 | Gneise | Pb/Pb- zr | Frigberg 2000 | Metamorphose |
| Salda | 334-336 | Granite | Pb/Pb- zr | Frigberg 2000 | postkinematische Intrusiva |
| Sisert | 435+-33 | Gneise | Rb/Sr- wr | Echtler 1997 | Edukt |
| Sisert | 352+-40 | Gneise | Sm/Nd | Echtler 1997 | Uralorogenese |
| Sisert | 350-360 | Gneise | U/Pb- zr | Echtler 1997 | Uralorogenese |
| Sisert | 254+-14 | Gneise | Rb/Sr- wr | Echtler 1997 | postkollisionale Überprägung |
| Sisert | 290-240 | Gneise | K/Ar | Echtler 1997 | postkollisionale Überprägung |
| Verchisetsk | 318+-4 | Granit | Pb/Pb- zr | Montero 2000 | deformiert |
| Verchisetsk | 310+-6 | Granit | Pb/Pb- zr | Montero 2000 | undeformiert |
| Murzinka | 254+-3 | Granit | Pb/Pb- zr | Montero 2000 | |
| Dzhabyk | 291+-4 | Granit | Pb/Pb- zr | Montero 2000 | Zentraler Dzhabyk |
| Dzhabyk | 295+-3 | Granit | Pb/Pb- zr | eigene Daten | Randbereich |
| Kartali | 713+-23 | Gneis | Pb/Pb- zr | eigene Daten | Relikt |
| Kartali | 451+-6 | Gneis | Pb/Pb- zr | eigene Daten | Edukt |
| Kartali | 327+-4 | Gneis | Pb/Pb- zr | eigene Daten | Gneisprotolith |
| Kartali | 290+-3 | Gneis | Rb/Sr-mus | eigene Daten | Vergneisung |

Isotopendaten von Granitoiden der OUZ

Anlage 4.6

| Probe | T _{DM} | ini ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr |
|----------------------------|-----------------|--|
| Popov et al. (2001) | | |
| 4076 | 1002 | 0.70515 |
| 4108 | 863 | 0.70496 |
| 4065 | 1233 | 0.70483 |
| 4083 | 973 | 0.70492 |
| trb5 | 843 | 0.70626 |
| 5183 | 494 | 0.70409 |
| 907 | 619 | 0.70401 |
| 856 | 691 | 0.70425 |
| 4121 | 855 | 0.70476 |
| 5145 | 764 | 0.70445 |
| 4101 | 870 | 0.70402 |
| tur1 | 895 | 0.70409 |

| Probe | T _{DM} | ini ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr |
|-----------------------------|-----------------|--|
| Gerdas et al. (2001) | | |
| 129 | 707 | 0.7047 |
| 42 | 758 | 0.70459 |
| 51 | 796 | 0.70549 |
| 50 | 1218 | 0.70419 |
| 22 | 1694 | 0.70447 |
| 115 | 1053 | 0.70922 |
| 9 | 1856 | 0.70912 |
| 61 | 1829 | 0.70923 |
| 17 | 1903 | 0.70868 |
| 974 | 1014 | 0.70372 |
| 833 | 1010 | 0.70416 |
| 962 | 959 | 0.70404 |
| 525 | 904 | 0.7037 |
| 972 | 1013 | 0.70466 |

Anlage 5.1

Hauptelementgehalte in Graniten und Gneisen sowie ausgewählte Elementverhältnisse

| Probe | Dzhabyk Granit | | | | Gneis | | | | Suunduk Granit | | | | Gneis | | | |
|--|-------------------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------------------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|--------|
| | 58 | 80a | 80b | | 66 | 73 | 74 | | SU 3/3 | SU 6/10 | SU 10/4 | SU 10/7 | SU 8/8A | SU 5/5 | SU 10/5 | NWG |
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| SiO ₂ | 71.86 | 78.66 | 70.52 | 75.98 | 71.99 | 70.41 | 75.98 | 75.98 | 68.61 | 66.92 | 74.86 | 88.88 | 76.56 | 72.85 | 76.88 | 0.01% |
| Al ₂ O ₃ | 14.55 | 10.40 | 14.73 | 13.14 | 15.02 | 15.42 | 13.14 | 13.14 | 15.85 | 14.46 | 14.12 | 5.79 | 13.60 | 15.43 | 12.43 | 0.01% |
| Fe ₂ O _{3T} | 2.20 | 1.26 | 1.66 | 1.10 | 1.11 | 2.21 | 1.10 | 1.10 | 3.03 | 4.99 | 0.75 | 0.19 | 1.05 | 1.14 | 0.48 | 0.01% |
| MnO | 0.08 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.05 | 0.01 | 0.01 | 0.048 | 0.042 | 0.008 | 0.019 | 0.033 | 0.265 | 0.008 | 0.01% |
| MgO | 0.49 | 0.42 | 0.45 | 0.21 | 0.25 | 0.62 | 0.21 | 0.21 | 1.01 | 1.38 | 0.16 | 0.45 | 0.19 | 0.19 | 0.07 | 0.01% |
| CaO | 1.18 | 1.12 | 1.42 | 1.72 | 1.49 | 2.44 | 1.72 | 1.72 | 2.40 | 1.21 | 0.78 | 0.04 | 0.84 | 0.59 | 0.48 | 0.01% |
| Na ₂ O | 4.04 | 2.73 | 3.95 | 4.41 | 4.86 | 4.22 | 4.41 | 4.41 | 4.53 | 3.05 | 3.71 | 0.06 | 4.59 | 3.91 | 3.14 | 0.01% |
| K ₂ O | 5.54 | 3.71 | 5.38 | 3.60 | 3.60 | 3.24 | 1.57 | 1.57 | 3.47 | 6.39 | 5.03 | 1.78 | 2.60 | 5.05 | 6.24 | 0.01% |
| TiO ₂ | 0.439 | 0.160 | 0.278 | 0.102 | 0.152 | 0.259 | 0.102 | 0.102 | 0.541 | 0.669 | 0.199 | 0.305 | 0.065 | 0.088 | 0.060 | 0.01% |
| P ₂ O ₅ | 0.12 | 0.08 | 0.10 | 0.04 | 0.06 | 0.13 | 0.04 | 0.04 | 0.25 | 0.30 | 0.09 | 0.04 | 0.06 | 0.08 | 0.02 | 0.005% |
| LOI | 0.54 | 0.46 | 0.42 | 0.66 | 0.38 | 0.73 | 0.66 | 0.66 | 0.65 | 0.81 | 0.80 | 2.67 | 0.86 | 0.75 | 0.22 | 0.01% |
| TOTAL | 100.83 | 99.04 | 98.94 | 98.93 | 98.93 | 99.71 | 98.93 | 98.93 | 100.38 | 100.24 | 100.50 | 100.22 | 100.44 | 100.34 | 100.02 | |
| Fe ₂ O ₃ +MgO+TiO ₂ | 3.13 | 1.84 | 2.39 | 1.51 | 1.51 | 3.09 | 1.41 | 1.41 | 4.56 | 7.04 | 1.11 | 0.95 | 1.31 | 1.42 | 0.61 | |
| MgO/FeO | 0.50 | 0.73 | 0.59 | 0.50 | 0.50 | 0.62 | 0.42 | 0.42 | 0.48 | 0.61 | 5.60 | 0.74 | 0.40 | 0.37 | 0.33 | |
| A/CNK | 1.20 | 1.06 | 1.21 | 1.31 | 1.31 | 1.31 | 1.39 | 1.39 | 1.23 | 1.21 | 1.37 | 3.00 | 1.53 | 1.52 | 1.60 | |
| Na ₂ O/K ₂ O | 0.73 | 0.74 | 0.73 | 1.35 | 1.35 | 1.30 | 2.81 | 2.81 | 1.31 | 0.48 | 0.74 | 0.03 | 1.77 | 0.77 | 0.50 | |
| Al ₂ O ₃ /TiO ₂ | 33.14 | 65.00 | 52.99 | 98.82 | 59.54 | 128.62 | 128.62 | 128.62 | 29.30 | 21.61 | 70.95 | 18.98 | 209.23 | 175.34 | 207.17 | |
| CaO/Na ₂ O | 0.29 | 0.41 | 0.36 | 0.31 | 0.31 | 0.58 | 0.39 | 0.39 | 0.53 | 0.40 | 0.21 | 0.67 | 0.18 | 0.15 | 0.15 | |
| MgO/MnO | 6.13 | 21.00 | 15.00 | 12.50 | 12.40 | 21.00 | 21.00 | 21.00 | 21.04 | 32.86 | 20.00 | 23.68 | 5.76 | 0.72 | 8.75 | |
| Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O) | 1.52 | 1.61 | 1.58 | 1.78 | 1.78 | 2.07 | 2.20 | 2.20 | 1.98 | 1.53 | 1.62 | 3.15 | 1.89 | 1.72 | 1.33 | |
| R1 (Batchelor und Bowden 1985) | 1.692 | 3.393 | 2.010 | 2.216 | 2.372 | 3.124 | 3.124 | 3.124 | 2.049 | 2.021 | 2.461 | 5.452 | 2.822 | 2.239 | 2.539 | |
| R2 (Batchelor und Bowden 1985) | 433 | 348 | 470 | 472 | 597 | 457 | 457 | 457 | 618 | 479 | 368 | 141 | 366 | 378 | 302 | |

Spurenelementgehalte in Graniten und Gneisen
(in ppm) sowie ausgewählte Elementverhältnisse

Anlage 5.2

| | Dzhabyk Granit | | | Gneis | | | Suunduk Granit | | | | Gneis | | | |
|----|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------------------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|------|
| | 58 | 80a | 80b | 66 | 73 | 74 | SU 3/3 | SU 6/10 | SU 10/4 | SU 10/7 | SU 8/8A | SU 5/5 | SU 10/5 | NWG |
| V | 36 | 25 | 33 | 11 | 33 | 10 | 45 | 55 | 13 | 148 | 6 | 9 | -5 | 5 |
| Cr | 87 | 77 | 64 | 51 | 53 | 98 | -20 | -20 | -20 | 181 | -20 | 54 | -20 | 20 |
| Co | 4 | 2 | 3 | -1 | 4 | 1 | 5 | 5 | 1 | 1 | -1 | 1 | -1 | 1 |
| Ni | 18 | -15 | 22 | -15 | 20 | 16 | -15 | -15 | -15 | -15 | -15 | 440 | -15 | 15 |
| Cu | -10 | -10 | -10 | -10 | -10 | 15 | 16 | -10 | 14 | -10 | -10 | -10 | -10 | 10 |
| Zn | 63 | 36 | 63 | 53 | 76 | 34 | 68 | 55 | -30 | -30 | -30 | 50 | -30 | 30 |
| Ga | 25 | 18 | 28 | 29 | 28 | 20 | 25 | 25 | 22 | 10 | 19 | 41 | 18 | 1 |
| Ge | 7.6 | 7.8 | 9.1 | 6.5 | 8.4 | 7.3 | 2 | 1 | 2 | 3 | 6 | 4 | 2 | 1 |
| As | -5 | -5 | -5 | -5 | -5 | -5 | -5 | -5 | -5 | -5 | -5 | -5 | -5 | 5 |
| Rb | 351 | 207 | 272 | 143 | 200 | 61 | 154 | 142 | 198 | 68 | 39 | 382 | 167 | 2 |
| Sr | 251 | 332 | 431 | 717 | 711 | 330 | 402 | 108 | 243 | 31 | 146 | 45 | 58 | 2 |
| Y | 29.3 | 6.1 | 10.6 | 5.8 | 16.9 | 9.0 | 11 | 36 | 18 | 11 | 26 | 27 | 17 | 1 |
| Zr | 367 | 147 | 320 | 145 | 283 | 208 | 256 | 250 | 133 | 108 | 54 | 45 | 58 | 5 |
| Nb | 34.4 | 5.9 | 9.7 | 2.3 | 12.1 | 6.1 | 11 | 18 | 14 | 6 | 7 | 39 | 22 | 1 |
| Mo | -2 | -2 | 6 | -2 | -2 | -2 | -2 | -2 | -2 | -2 | -2 | -2 | 3 | 2 |
| Ag | -0.5 | 1.7 | -0.5 | -0.5 | -0.5 | -0.5 | -0.5 | -0.5 | -0.5 | -0.5 | -0.5 | -0.5 | -0.5 | 0.5 |
| In | -0.1 | -0.1 | -0.1 | -0.1 | -0.1 | -0.1 | -0.2 | -0.2 | -0.2 | -0.2 | -0.2 | -0.2 | -0.2 | 0.2 |
| Sn | 5 | 1 | 3 | 2 | 5 | 2 | 3 | 3 | 3 | -1 | 3 | 14 | -1 | 1 |
| Sb | -0.2 | -0.2 | -0.2 | -0.2 | 0.5 | 0.3 | -0.5 | -0.5 | -0.5 | -0.5 | -0.5 | -0.5 | -0.5 | 0.5 |
| Cs | 7.0 | 3.9 | 4.0 | 4.8 | 4.2 | 1.0 | 3.9 | 4.6 | 2.8 | 2.3 | -0.5 | 14.2 | 2.8 | 0.5 |
| Ba | 948 | 788 | 1,600 | 1,150 | 1,810 | 1,700 | 853 | 810 | 786 | 1,220 | 941 | 92 | 81 | 3 |
| La | 81.2 | 34.4 | 67.9 | 33.6 | 67.8 | 43.7 | 30.7 | 26.8 | 50.5 | 23.8 | 17.7 | 9.4 | 17.7 | 0.1 |
| Ce | 156 | 49.8 | 114 | 59.3 | 106 | 71.6 | 55.2 | 64.2 | 96.3 | 23.7 | 36.4 | 18.4 | 28.1 | 0.2 |
| Pr | 13.2 | 5.39 | 11.8 | 6.42 | 10.8 | 8.42 | 6.33 | 7.85 | 9.79 | 4.50 | 4.27 | 1.89 | 3.77 | 0.05 |
| Nd | 41.6 | 16.5 | 37.0 | 21.9 | 34.0 | 29.0 | 22.0 | 32.1 | 34.2 | 16.4 | 17.1 | 6.5 | 13.5 | 0.1 |
| Sm | 6.40 | 2.31 | 5.42 | 3.37 | 5.13 | 4.76 | 4.0 | 7.2 | 5.8 | 3.2 | 4.1 | 1.9 | 2.7 | 0.1 |
| Eu | 1.23 | 0.558 | 1.15 | 1.04 | 1.31 | 1.63 | 0.95 | 1.68 | 0.83 | 0.68 | 0.49 | 0.16 | 0.36 | 0.05 |
| Gd | 5.36 | 1.90 | 3.88 | 2.28 | 4.11 | 3.45 | 3.1 | 7.7 | 4.3 | 2.8 | 4.3 | 2.2 | 2.9 | 0.1 |
| Tb | 0.88 | 0.21 | 0.42 | 0.24 | 0.54 | 0.41 | 0.5 | 1.4 | 0.7 | 0.4 | 0.8 | 0.6 | 0.5 | 0.1 |
| Dy | 4.80 | 1.05 | 1.95 | 1.07 | 2.74 | 1.78 | 2.5 | 7.8 | 3.6 | 2.4 | 4.9 | 4.0 | 2.6 | 0.1 |
| Ho | 0.95 | 0.20 | 0.35 | 0.17 | 0.51 | 0.32 | 0.4 | 1.5 | 0.7 | 0.5 | 1.0 | 0.9 | 0.6 | 0.1 |
| Er | 3.13 | 0.57 | 0.97 | 0.50 | 1.60 | 1.00 | 1.0 | 4.0 | 1.8 | 1.3 | 2.9 | 3.0 | 1.7 | 0.1 |
| Tm | 0.520 | 0.080 | 0.129 | 0.068 | 0.236 | 0.146 | 0.13 | 0.55 | 0.29 | 0.21 | 0.48 | 0.61 | 0.30 | 0.05 |
| Yb | 3.54 | 0.55 | 0.84 | 0.46 | 1.49 | 1.08 | 0.8 | 3.3 | 1.8 | 1.5 | 3.1 | 4.7 | 2.3 | 0.1 |
| Lu | 0.531 | 0.087 | 0.140 | 0.070 | 0.233 | 0.192 | 0.10 | 0.50 | 0.25 | 0.23 | 0.50 | 0.78 | 0.43 | 0.04 |
| Hf | 8.6 | 3.6 | 7.5 | 3.8 | 6.8 | 5.8 | 7.5 | 7.8 | 5.5 | 3.0 | 2.5 | 2.5 | 4.2 | 0.2 |
| Ta | 2.9 | 0.6 | 0.8 | 0.3 | 1.5 | 0.7 | 0.6 | 1.1 | 1.2 | 0.5 | 0.9 | 3.3 | 4.0 | 0.1 |
| W | 0.7 | 0.3 | 0.2 | 0.5 | 0.4 | 0.5 | -0.5 | 0.9 | 2.0 | 6.0 | -0.5 | 1.5 | -0.5 | 0.5 |
| Tl | 1.44 | 0.98 | 1.22 | 0.66 | 0.95 | 0.24 | 1.5 | 1.3 | 1.5 | 0.2 | 0.2 | 3.6 | 1.1 | 0.1 |
| Pb | 30 | 29 | 36 | 27 | 37 | 25 | 28 | 10 | 69 | -5 | 10 | 43 | 31 | |
| Bi | -0.06 | -0.06 | -0.06 | -0.06 | -0.06 | -0.06 | -0.2 | 0.3 | 5.3 | -0.2 | -0.2 | 0.6 | 0.2 | 0.2 |
| Th | 47.8 | 29.9 | 49.5 | 15.6 | 33.7 | 18.6 | 17.6 | 18.8 | 31.0 | 4.8 | 4.7 | 6.9 | 22.5 | 0.1 |
| U | 4.90 | 4.37 | 9.96 | 2.94 | 3.01 | 1.44 | 3.6 | 6.6 | 4.4 | 3.7 | 2.5 | 3.7 | 3.8 | 0.1 |

| | | | | | | | | | | | | | |
|----------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-------|---------|---------|-------|---------|---------|---------|
| Nd/Th | 0.87 | 0.55 | 0.75 | 1.40 | 1.01 | 1.55 | 1.25 | 1.71 | 1.10 | 3.39 | 3.65 | 0.93 | 0.60 |
| Sr/Ba | 0.26 | 0.42 | 0.27 | 0.62 | 0.39 | 0.19 | 0.47 | 0.13 | 0.31 | 0.03 | 0.16 | 0.49 | 0.71 |
| Th/U | 9.76 | 6.84 | 4.98 | 5.31 | 11.19 | 12.92 | 4.94 | 2.87 | 6.97 | 1.30 | 1.84 | 1.87 | 5.89 |
| Eu/Eu* | 0.64 | 0.81 | 0.76 | 1.15 | 0.87 | 1.23 | 0.82 | 0.69 | 0.50 | 0.69 | 0.35 | 0.23 | 0.39 |
| Ce/Ce* | 1.15 | 0.88 | 0.97 | 0.97 | 0.94 | 0.90 | 0.95 | 1.06 | 1.04 | 0.55 | 1.01 | 1.05 | 0.83 |
| La _N /Yb _N | 15.5 | 42.4 | 54.6 | 49.0 | 30.7 | 27.4 | 27.4 | 5.4 | 19.4 | 10.8 | 3.8 | 1.4 | 5.3 |
| Zr/Hf | 42.80 | 40.87 | 42.47 | 37.59 | 41.54 | 35.69 | 34.20 | 32.23 | 23.98 | 36.04 | 21.78 | 18.23 | 13.70 |
| ini Sr | 0.70389 | 0.70575 | 0.70345 | 0.70479 | 0.70547 | 0.70553 | | 0.70423 | 0.70357 | | 0.70588 | 0.69551 | 0.70711 |
| End | 1.8 | 1.5 | 1.0 | 0.1 | -1.3 | -0.8 | | 1.8 | 1.4 | | 2.5 | 0.2 | 2.0 |

Anreicherung von Elementgehalten
deformierter Proben gegen den undeformierten Granit
(Dzhabyk-Komplex) nach Gresens (1967)

Anlage 5.3

| Probe | Elementgehalte | | | | | | Anreicherung gegen Probe 58 | | | | |
|--------------------------------------|----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------------------------------|------|------|------|------|
| | 58 | 80a | 80b | 66 | 73 | 74 | 80a | 80b | 66 | 73 | 74 |
| | | | | | | | immobil (+/- 20%) | | | | |
| SiO₂ % | 71.66 | 78.66 | 70.52 | 71.99 | 70.41 | 75.98 | 1.10 | 0.98 | 1.00 | 0.98 | 1.06 |
| Al₂O₃ % | 14.55 | 10.40 | 14.73 | 15.02 | 15.42 | 13.14 | 0.71 | 1.01 | 1.03 | 1.06 | 0.90 |
| Ga ppm | 25 | 18 | 28 | 29 | 28 | 20 | 0.72 | 1.11 | 1.16 | 1.13 | 0.81 |
| Ge ppm | 7.6 | 7.8 | 9.1 | 6.5 | 8.4 | 7.3 | 1.02 | 1.19 | 0.85 | 1.11 | 0.96 |
| Pb ppm | 30 | 29 | 36 | 27 | 37 | 25 | 0.96 | 1.20 | 0.92 | 1.23 | 0.84 |
| | | | | | | | mobil bei Metasomatose | | | | |
| CaO % | 1.18 | 1.12 | 1.42 | 1.49 | 2.44 | 1.72 | 0.95 | 1.20 | 1.26 | 2.07 | 1.46 |
| Na₂O % | 4.04 | 2.73 | 3.95 | 4.86 | 4.22 | 4.41 | 0.68 | 0.98 | 1.20 | 1.04 | 1.09 |
| K₂O % | 5.54 | 3.71 | 5.38 | 3.60 | 3.24 | 1.57 | 0.67 | 0.97 | 0.65 | 0.58 | 0.28 |
| Rb ppm | 351 | 207 | 272 | 143 | 200 | 61 | 0.59 | 0.77 | 0.41 | 0.57 | 0.17 |
| Sr ppm | 251 | 332 | 431 | 717 | 711 | 330 | 1.32 | 1.72 | 2.86 | 2.84 | 1.32 |
| Cs ppm | 7.0 | 3.9 | 4.0 | 4.8 | 4.2 | 1.0 | 0.55 | 0.57 | 0.69 | 0.60 | 0.14 |
| Ba ppm | 948 | 788 | 1,600 | 1,150 | 1,810 | 1,700 | 0.83 | 1.69 | 1.21 | 1.91 | 1.79 |
| U ppm | 4.90 | 4.37 | 9.96 | 2.94 | 3.01 | 1.44 | 0.89 | 2.03 | 0.60 | 0.61 | 0.29 |
| Eu/Eu* | 0.64 | 0.81 | 0.76 | 1.15 | 0.87 | 1.23 | 1.27 | 1.19 | 1.79 | 1.36 | 1.92 |

Anreicherung von Elementgehalten
deformierter Proben gegen
den undeformierten Granit
(Suunduk-Komplex) nach Gresens (1967)

Anlage 5.4

| | Elementgehalte | | | | | | | Anreicherung gegen die Probe 3/3 | | | | | |
|--------------------------------------|----------------|------|------|------|------|------|------|----------------------------------|-------|-------|------|------|------|
| | 3/3 | 6/10 | 10/7 | 10/4 | 8/8A | 5/5 | 10/5 | 6/10 | 10/7 | 10/4 | 8/8A | 5/5 | 10/5 |
| SiO₂ % | 68.6 | 66.9 | 88.9 | 74.9 | 76.6 | 72.9 | 76.9 | 0.98 | 1.30 | 1.12 | 1.12 | 1.06 | 1.09 |
| Al₂O₃ % | 15.9 | 14.5 | 5.8 | 14.1 | 13.6 | 15.4 | 12.4 | 0.91 | 0.37 | 0.86 | 0.78 | 0.97 | 0.89 |
| CaO % | 2.4 | 1.2 | 0.0 | 0.8 | 0.8 | 0.6 | 0.5 | 0.50 | 0.02 | 0.35 | 0.20 | 0.25 | 0.33 |
| Na₂O % | 4.5 | 3.1 | 0.1 | 3.7 | 4.6 | 3.9 | 3.1 | 0.67 | 0.01 | 1.01 | 0.69 | 0.86 | 0.82 |
| K₂O % | 3.5 | 6.4 | 1.8 | 5.0 | 2.6 | 5.1 | 6.2 | 1.84 | 0.51 | 0.75 | 1.80 | 1.46 | 1.45 |
| Ga ppm | 25 | 25 | 10 | 22 | 19 | 41 | 18 | 1.00 | 0.40 | 0.76 | 0.72 | 1.66 | 0.91 |
| Ge ppm | 2 | 1 | 3 | 2 | 6 | 4 | 2 | 0.84 | 1.49 | 3.62 | 1.35 | 2.16 | 1.14 |
| Rb ppm | 154 | 142 | 68 | 198 | 39 | 382 | 167 | 0.92 | 0.44 | 0.26 | 1.09 | 2.48 | 1.29 |
| Sr ppm | 402 | 108 | 31 | 243 | 146 | 45 | 58 | 0.27 | 0.08 | 0.36 | 0.14 | 0.11 | 0.61 |
| Cs ppm | 4 | 5 | 2 | 3 | -1 | 14 | 3 | 1.17 | 0.60 | -0.13 | 0.73 | 3.63 | 0.72 |
| Ba ppm | 853 | 810 | 1220 | 786 | 941 | 92 | 81 | 0.95 | 1.43 | 1.10 | 0.10 | 0.11 | 0.92 |
| Pb ppm | 28 | 10 | -5 | 69 | 10 | 43 | 31 | 0.35 | -0.18 | 0.37 | 1.14 | 1.57 | 2.50 |
| Th ppm | 18 | 19 | 5 | 31 | 5 | 7 | 22 | 1.07 | 0.28 | 0.27 | 1.28 | 0.40 | 1.76 |
| U ppm | 4 | 7 | 4 | 4 | 3 | 4 | 4 | 1.85 | 1.05 | 0.72 | 1.07 | 1.04 | 1.25 |

Anlage 5.5

Vergleich ausgewählter geochemischer Merkmale mit den Eigenschaften granitoider Gesteine verschiedener tektonischer Settings nach Maniar und Piccoli (1985)

| | Orogen | | Anorogen | | PROBEN Dzhabyk | | PROBEN Suunduk | |
|------------------------------------|----------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|
| | IAG | CCG | POG | CEUG | GRANITE (n=3) | GN EISE (n=3) | GRANITE (n=4) | GN EISE (n=3) |
| SiO ₂ -Gehalt (in wt%) | 60 – 68 unimodal | 70 – 76 unimodal | 70 – 78 unimodal | 71 – 77 unimodal 60 – 62 bimodal | 71 – 80 unimodal | 70 – 77 unimodal | 66 – 89 unimodal | 72 – 76 unimodal |
| Alkali-Kalk-Index | kalkisch bis kalkalkalisch | kalkalkalisch alkalikalkalisch | alkalisch | kalkisch | kalkisch bis kalkalkalisch | kalkisch bis kalkalkalisch | kalkisch bis kalkalkalisch | kalkisch bis kalkalkalisch |
| Shand-Index | überwiegend metalumin | peralumin | peralumin metalumin peralkalin | peralumin metalumin peralkalin | peralumin | peralumin | peralumin | peralumin |
| A/CNK* | <1,15 | >1,05 | 0,8 – 1,2 | 0,8 – 1,1 | 1,35 – 1,36 | 1,5 – 1,7 | 1,3 – 3,0 | 1,2 – 1,6 |
| A/NK* | >1,5 | >1,1 | 0,9 – 1,4 | <1,15 | 1,51 – 1,61 | 1,77 – 2,19 | 1,5 – 3,1 | 1,3 – 1,7 |
| Na ₂ O/CaO | ~1,0 | ~2,0 – 10,0 | ~2,0 – 18,0 | ~1,0 – 12,0 | 2,4 – 3,4 | 1,7 – 3,2 | 1,5 – 5,4 | 6,5 – 6,6 |
| Na ₂ O/K ₂ O | ~0,4 – 3,0 | ~0,4 – 1,5 | ~0,6 – 1,2 | ~0,6 – 1,0 | 1,35 – 1,36 | 0,35 – 0,76 | 0,03 – 1,76 | 0,5 – 0,77 |
| MgO/FeO _(t) | 0,3 – 0,85 | 0,05 – 0,6 | 0,02 – 0,30 | 0,0 – 0,12 | 0,22 – 0,3 | 0,18 – 0,27 | 0,18 – 2,36 | 0,14 – 0,16 |
| MgO/MnO | 12,0 – 28,0 | 2,0 – 45,0 | 2,0 – 18,0 | 0,0 – 7,5 | 6,1 – 21,0 | 12,4 – 21,0 | 6,3 – 34,5 | 0,73 – 7,0 |

Anmerkungen: IAG = island arc granitoids, CCG = continental collision granitoids, POG = post-orogenic granitoids, CEUG = continental epeirogenic uplift granitoids
 *A/NK = Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) A/CNK = Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)

Haupt- und Spurenelementgehalte
einiger Rahmengesteine und
ausgewählte Elementverhältnisse

Anlage 5.7

| SAMPLE | | SU 4/2 | SU 10/12 | 88a | 88b | NWG |
|--------------------------------|---|--------|----------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | % | 48.76 | 70.11 | 65.14 | 64.98 | 0.01% |
| Al ₂ O ₃ | % | 13.57 | 14.82 | 14.59 | 14.52 | 0.01% |
| Fe ₂ O ₃ | % | 14.19 | 3.63 | 6.29 | 6.32 | 0.01% |
| MnO | % | 0.217 | 0.005 | 0.086 | 0.085 | 0.01% |
| MgO | % | 6.80 | 0.22 | 2.99 | 2.99 | 0.01% |
| CaO | % | 10.16 | 0.08 | 1.74 | 1.74 | 0.01% |
| Na ₂ O | % | 2.22 | 4.38 | 4.04 | 4.04 | 0.01% |
| K ₂ O | % | 0.15 | 4.75 | 1.12 | 1.12 | 0.01% |
| TiO ₂ | % | 1.862 | 0.593 | 0.871 | 0.869 | 0.01% |
| P ₂ O ₅ | % | 0.16 | 0.05 | 0.16 | 0.17 | 0.005% |
| LOI | % | 0.68 | 1.53 | 3.29 | 3.25 | 0.01% |
| TOTAL | % | 98.77 | 100.19 | 100.34 | 100.08 | |

| | | | | |
|--|--|-------|-------|-------|
| Log (K ₂ O/Na ₂ O) | | 0.64 | 0.55 | 0.55 |
| Al ₂ O ₃ /SiO ₂ | | 0.21 | 0.22 | 0.22 |
| Fe ₂ O ₃ +MgO | | 3.84 | 9.25 | 9.3 |
| D1 | | -2.26 | 0.2 | 0.24 |
| D2 | | 6.13 | -2.12 | -2.13 |

| | | SU 4/2 | SU 10/12 | 88a | 88b | NWG |
|----|-----|--------|----------|------|------|------|
| Sc | ppm | 49 | 7 | 17 | 17 | 1 |
| Be | ppm | -1 | 3 | 1 | 1 | 1 |
| V | ppm | 405 | 7 | 130 | 120 | 5 |
| Cr | ppm | 133 | -20 | 180 | 262 | 20 |
| Co | ppm | 34 | -1 | 13 | 14 | 1 |
| Ni | ppm | 32 | -15 | 46 | 548 | 15 |
| Cu | ppm | -10 | -10 | 11 | 12 | 10 |
| Zn | ppm | 69 | -30 | 84 | 79 | 30 |
| Ga | ppm | 19 | 31 | 18 | 19 | 1 |
| Ge | ppm | 2 | 3 | 3 | 2 | 1 |
| As | ppm | -5 | -5 | -5 | -5 | 5 |
| Rb | ppm | -2 | 55 | 45 | 46 | 2 |
| Sr | ppm | 131 | 24 | 145 | 150 | 2 |
| Y | ppm | 45 | 89 | 29 | 30 | 1 |
| Zr | ppm | 107 | 830 | 188 | 190 | 5 |
| Nb | ppm | 4 | 30 | 7 | 8 | 1 |
| Mo | ppm | -2 | -2 | -2 | -2 | 2 |
| Ag | ppm | -0.5 | 0.8 | -0.5 | -0.5 | 0.5 |
| In | ppm | -0.2 | -0.2 | -0.2 | -0.2 | 0.2 |
| Sn | ppm | -1 | 7 | 1 | 1 | 1 |
| Sb | ppm | -0.5 | 2.4 | -0.5 | -0.5 | 0.5 |
| Cs | ppm | -0.5 | -0.5 | 1.4 | 1.6 | 0.5 |
| Ba | ppm | 52 | 343 | 249 | 258 | 3 |
| La | ppm | 5.6 | 21.4 | 18.0 | 17.7 | 0.1 |
| Ce | ppm | 16.3 | 57.1 | 38.0 | 37.8 | 0.2 |
| Pr | ppm | 2.58 | 8.36 | 4.76 | 4.72 | 0.05 |
| Nd | ppm | 14.4 | 37.6 | 19.5 | 19.7 | 0.1 |
| Sm | ppm | 5.1 | 10.5 | 4.6 | 4.5 | 0.1 |
| Eu | ppm | 1.77 | 1.84 | 1.21 | 1.20 | 0.05 |
| Gd | ppm | 7.5 | 12.5 | 5.0 | 4.9 | 0.1 |
| Tb | ppm | 1.4 | 2.5 | 0.9 | 0.9 | 0.1 |
| Dy | ppm | 8.7 | 15.8 | 5.4 | 5.3 | 0.1 |
| Ho | ppm | 1.8 | 3.5 | 1.1 | 1.1 | 0.1 |
| Er | ppm | 5.3 | 10.9 | 3.2 | 3.2 | 0.1 |
| Tm | ppm | 0.78 | 1.78 | 0.48 | 0.48 | 0.05 |
| Yb | ppm | 5.2 | 11.9 | 3.1 | 3.1 | 0.1 |
| Lu | ppm | 0.86 | 2.02 | 0.49 | 0.50 | 0.04 |
| Hf | ppm | 3.9 | 21.4 | 5.9 | 5.9 | 0.2 |
| Ta | ppm | 0.2 | 2.1 | 0.5 | 0.5 | 0.1 |
| W | ppm | 0.7 | 2.9 | 0.7 | 0.7 | 0.5 |
| Tl | ppm | -0.1 | 0.3 | 0.3 | 0.2 | 0.1 |
| Pb | ppm | -5 | -5 | 9 | 8 | |
| Bi | ppm | -0.2 | -0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.2 |
| Th | ppm | 0.4 | 8.1 | 5.0 | 5.3 | 0.1 |
| U | ppm | 0.4 | 2.7 | 1.6 | 1.6 | 0.1 |

D1=1,773TiO₂+0,60 Al₂O₃+0,76Fe₂O₃-1,5MgO+0,616CaO+0,509Na₂O-1,224K₂O-9,09 (Roser u. Korsch 1988)

D2=0,445TiO₂+0,07Al₂O₃-0,25Fe₂O₃-1,142MgO+0,438CaO+1,475Na₂O+1,426K₂O-6,861(Roser u. Korsch 1988)

Versicherung

Hiermit versichere ich, daß ich die vorliegende Arbeit ohne unzulässige Hilfe Dritter und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe. Die aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommenen Gedanken sind als solche kenntlich gemacht.

Bei der Auswahl und Auswertung des Materials sowie bei der Herstellung des Manuskriptes habe ich Unterstützungsleistungen von folgenden Personen erhalten:

Uwe Kroner (Aufgabenstellung und wissenschaftliche Betreuung),

Michael Bröcker (radiometrische Altersdatierung, wissenschaftliche Betreuung),

Klaus Bombach (radiometrische Altersdatierung, Datenauswertung)

Thorsten Kleine (Datenauswertung)

Heidi Beier und Agelika Braun (Laborarbeit und Datenerfassung)

Ulf Kempe und Anja Obst (Arbeit am REM)

Kerstin Ruttloff (Auswertung der geochemischen Daten mit MINPET)

Diana Henning (Lineationskartierung aus Landsat-TM-Szenen)

René Hauer und Claudia Buley (Aufschlußfotos)

Weitere Personen waren an der Abfassung der vorliegenden Arbeit nicht beteiligt. Die Hilfe eines Promotionsberaters habe ich nicht in Anspruch genommen. Weitere Personen haben von mir keine geldwerten Leistungen für Arbeiten erhalten, die nicht als solche kenntlich gemacht worden sind.

Die Arbeit wurde bisher weder im In- noch im Ausland in gleicher oder ähnlicher Form einer anderen Prüfungsbehörde vorgelegt.