

**Die Frankenwälder Querzone:**

**Entwicklung  
einer  
thermischen Anomalie  
im  
Saxothuringikum**

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften  
der Justus-Liebig-Universität Gießen  
(Fachbereich Geowissenschaften und Geographie)

vorgelegt von

**Volker Kunert**

Gießen, Juni 1999

1. Berichterstatter: Prof. Dr. W. Franke

2. Berichterstatter: Privatdozent Dr. L. N. Warr

Tag der mündlichen Prüfung:

## ZUSAMMENFASSUNG

In der Frankenwälder Querzone (FQZ) kann in anschaulicher Weise das metamorphe Muster aus einer komplizierten Überlagerung von regionaler Metamorphose und einer lokalen Wärmeflußanomalie gezeigt und verschiedenen geologischen Ereignissen zugeordnet werden.

Die FQZ ist eine thermische Anomalie in den saxothuringischen Varisciden, die erst seit der variscischen Deformation nachweisbar ist. Als NW-SE gerichtete asymmetrische Horstzone quert sie die tektonischen Großstrukturen der saxothuringischen Platte. Während der variscischen Deformation und Metamorphose bildete das Gebiet das Vorland zur aktiven, sich nach NW bewegendem Platte des Teplá-Barrandiums im SE. Die Verkippung und Heraushebung der FQZ wird einem postvariscischen Stadium zugeordnet. Dies belegen Metamorphoseabschätzungen in den pelitischen Gesteinen der unterkarbonischen Grauwacken-Pelit-Wechselagerungen in Verbindung mit strukturgeologischen Beobachtungen. Die Metamorphoseabschätzungen basieren auf Illit- und Chloritkristallinitäts-Untersuchungen sowie, mit Einschränkungen, auf Vitritreflexions-Messungen.

Vom SW-Rand des Unterkarbons der Teuschnitzer und Nailaer Mulde kann in Richtung auf die FQZ im NE eine deutliche Zunahme der thermischen Metamorphose von hochdiagenetischen auf epizonale Bedingungen beobachtet werden. Devonische Metabasite im Liegenden des Kulms zeigen in der FQZ lokal Grünschieferfazies an (BRAND, 1980). In der FQZ reagierten die Gesteine durch die erhöhten Temperaturen duktil, so daß sie während der variscischen Deformation stärker tektonisch verformt werden konnten als in den kälteren Nachbargebieten. Anstelle der üblichen Bruchschieferung und des aufrechten Faltenbaus wurden eine penetrative Dachschieferung und liegende Falten ausgebildet, deren Faltenachsebenen subparallel zu den Schieferungsflächen orientiert sind (FRANKE, 1984; SCHROEDER, 1958). Daher konzentrieren sich die thüringischen Dachschiefergruben und -tagebaue auf den Bereich der FQZ.

An der NE-Flanke der FQZ und in den sich im NE anschließenden Gebieten erreichte die thermische Metamorphose die höhere Anchi- bis Epizone. Im NW-Teil dieser nordöstlichen Gebiete, in der Ziegenrücken Mulde, sind zwar hohe Temperaturen, jedoch keine stärkere Verformung der Gesteine zu erkennen. Dagegen ist im SE-Teil (Greizer Querzone, östliche Mehltheurer Mulde), wie in der FQZ die stärkere Metamorphose mit einem erhöhten Strain gekoppelt.

Die Metamorphosedrucke wurden mit Hilfe des Röntgendiffraktometers mit dem druckabhängigen  $6d_{(33-1,060)}$ -Parameter des Illit-Kristallgitters abgeschätzt. Die Druckabschätzungen

zeigen nach der Klassifikation von GUIDOTTI & SASSI (1986), für Temperaturen unter 300 °C, für das gesamte Arbeitsgebiet Drucke  $\leq 2$  kbar an. Aus der einheitlichen Versenkung der unterkarbonischen Pelite läßt sich ein Anstieg der Isothermen in der FQZ und den östlich anschließenden Gebieten ableiten.

Das Hochtemperaturereignis überdauerte die variscische Deformationsphase. Das belegen eine Reihe posttektonischer Granite in der FQZ. In der Tiefe läßt eine deutliche negative Schwereanomalie auf die Existenz eines größeren granitischen Körpers schließen, dessen Oberfläche von SEHM et al. (1989) nach geophysikalischen Befunden modelliert wurde. Die Kontaktwirkung dieses Modellgranites auf das unterkarbonische Nebengestein wurde von Dr. Georg Kosakowski am Institut für Geowissenschaftliche-Gemeinschaftsaufgaben (GGA) in Hannover mit Hilfe einer numerischen 2D-Modellierung für ein Profil durch den SW-Flügel der FQZ mit variablen geologischen und geophysikalischen Parametern berechnet. Die Temperaturergebnisse aus den Modellen wurden mit den Temperaturabschätzungen aus den Probenanalysen verglichen. Hierzu wurde, auf Literaturdaten basierend, eine empirische Beziehung zwischen Illitkristallinität und Temperatur bestimmt. Die Temperaturen wurden in diesen Arbeiten mit Phasenanalysen, Smektit-Illit-Umwandlungen und anderen temperaturabhängigen Parametern abgeschätzt. Für den SW-Flügel der FQZ, in der Teuschnitzer und Nailaer Mulde, wurde die beste Anpassung an die Temperaturabschätzung für die folgenden Bedingungen erreicht:

- eine Granitintrusion mit einer Oberfläche, die nach NE und SW abtaucht und in 5 km Tiefe eine maximale NE-SW-Ausdehnung von 20 km erreicht, entsprechend dem Modell von SEHM et al. (1989);
- eine Intrusionstemperatur von 700 °C und eine Gesteinsüberdeckung von 6,5 km über dem Dach des Plutons;
- ein überwiegend konduktiv gesteuerter Wärmetransport;
- eine asymmetrische Horstzone, die erst nach der Intrusion verkippt wurde.

Da es in der FQZ keine Hinweise auf einen fluidgesteuerten Wärmetransport während der variscischen Deformation gibt und eine tiefere Versenkung der Gesteine ausgeschlossen werden kann, wird der Granitkörper im Untergrund der FQZ als eine größtenteils syntektonische Intrusion interpretiert.

In der Ziegenrücker Mulde (NW-Teil des NE-Flügels der FQZ) reicht die Kontaktwirkung des Modellgranites nicht aus, die nach NE anhaltend erhöhte Metamorphose zu erklären. Hier muß aufgrund einer fehlenden stärkeren Verformung der Gesteine im E-Teil der Mulde eine zusätzliche posttektonische Wärmequelle gefordert werden. Als Wärmequelle wird der von SEHM et al. (1989) modellierte Granit im Untergrund von Auma diskutiert.

In der Greizer Querzone erinnert die Kombination von erhöhter Metamorphose und intensiver Deformation an die FQZ. Es gibt in den unterkarbonischen Tonschiefern im Gegensatz zur FQZ jedoch keine Hinweise auf eine posttektonische Kontaktmetamorphose. Die Interpretation des Schwerebildes von SEHM et al. (1989) zeigt auch im Untergrund der Greizer Querzone einen Granitkörper, der im Falle einer syntektonischen Intrusion als syndeformative Wärmequelle in Frage kommt.

## DANKSAGUNG

Die vorliegende Arbeit wurde bei Prof. Dr. W. Franke am Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung angefertigt. Ihm gilt mein Dank für die Anregung zu dieser Arbeit, das stete Interesse am Fortschritt des Projektes und die immerwährende Diskussionsbereitschaft. Er hat es mir während der letzten fünf Jahre ermöglicht, zunächst im Rahmen eines DFG-Projektes und dann als wissenschaftlicher Mitarbeiter finanziell abgesichert am Institut diese Dissertation durchzuführen. Auch möchte ich mich bei ihm für das offene und freundschaftliche Arbeitsverhältnis bedanken, das zu einer angenehmen und konstruktiven Arbeitsatmosphäre beitrug.

Herrn Dr. C. Clauser vom GGA in Hannover gilt ebenfalls mein bester Dank für das Interesse an einem Kooperationsprojekt zur thermischen Modellierung der Frankenwälder Querzone. Er hat mit dem Computerprogramm, der Manpower, den finanziellen Mitteln und dem starken eigenen Interesse dazu beigetragen, daß dieser Teil des Projektes erfolgreich durchgeführt werden konnte.

Bei Dr. Clausers Manpower, Dr. Georg Kosakowski, möchte ich mich besonders bedanken. Es ist nicht einfach, wenn die Weltanschauungen eines Geophysikers und eines Geologen aufeinander treffen. Springt jedoch der Funke über, kann sich daraus eine echte Freundschaft entwickeln.

Stephan Herlitzius möchte ich ausdrücklich dafür danken, daß er mir seine noch unveröffentlichten Vitritreflexions-Meßergebnisse aus dem W-Teil der FQZ zur Verfügung gestellt hat.

Auch die DFG hat einen wichtigen Beitrag zum Gelingen dieser Dissertation geleistet, indem sie das Projekt großzügig finanziell unterstützt hat (Projekt FR 668 / 15-1 / 2).

Dr. Rainer Petschick vom Geologisch-Paläontologischen Institut in Frankfurt ist eine Person, bei der ich mich ganz besonders bedanken muß. Er half mir mit seinen Ratschlägen und seiner steten Diskussionsbereitschaft die Methodik zur Illitkristallinität am IGL dem modernen Standard anzugleichen, und, meine Dissertation in großen Schritten voranzutreiben. Auch stellte er mir mit seinem RDA-Analyseprogramm MacDiff eine Software zur Verfügung, die fast keine Wünsche mehr offen ließ.

Herrn Dr. „Ecki“ Stein gilt ebenfalls mein Dank. Mit seinen guten regionalgeologischen und strukturgeologischen Kenntnissen war er für mich ein wichtiger und konstruktiver Diskussionspartner (und mehr).

Janina Schastok, Herbert Kirch und Frau B. Becker-Lins möchte ich für ihre technischen Hilfestellungen danken.

Bei meinen beiden „Hiwis“ Stefan Röhl und Brigitte Rotthaus möchte ich mich für ihre tatkräftige Unterstützung bedanken, die mit einem Diplomthema „belohnt“ wurden. Hier seien auch Dr. Wolfgang Dörr, Dr. Jürgen Streit und Prof. Dr. Mark Handy erwähnt, die mir des öfteren nicht nur fachlich zur Seite standen sowie Susanne Palm, die mich in guten wie in schlechten Zeiten als Zimmergenosse ertragen mußte. Dem „Rest“ der Erdgeschoßmannschaft und den Rittern der Kaffeerrunde möchte ich für die angenehme Zeit am Institut danken.

Die Crew des ersten Stocks soll hier ebenfalls erwähnt werden. Herrn Prof. Dr. E. Hinze gilt mein Dank für die stets freundliche und unbürokratische Bereitstellung des Röntgendiffraktometers. Unserem „C 5“ Alexander Seifert habe ich zu verdanken, daß dieser Röntgendiffraktometer meinen Anweisungen gefolgt ist, und Marianne Grünhäuser möchte ich für die unkomplizierte Hilfe bei Laborfragen danken.

Den größten Dank schulde ich aber meiner Freundin Stephanie Pöttgens, die mich trotz der Erfahrungen, die sie während meiner Diplomarbeit mit mir sammeln konnte, mich auch in diesem Projekt wieder tatkräftig unterstützte.

# INHALTSVERZEICHNIS

	<b>ZUSAMMENFASSUNG</b>	<b>I</b>
	<b>DANKSAGUNG</b>	<b>IV</b>
	<b>INHALTSVERZEICHNIS</b>	<b>VI</b>
	<b>EINLEITUNG</b>	<b>1</b>
<b>1</b>	<b>GEOLOGISCHER RAHMEN</b>	<b>3</b>
1.1	Plattentektonisches Konzept	3
1.2	Saxothuringikum	7
1.2.1	Lithostratigraphische Entwicklung	7
1.2.2	Deformation und Metamorphose	10
1.2.2.1	Großräumige Entwicklung	10
1.2.2.2	Tektonometamorphe Anomalien	14
<b>2</b>	<b>METHODIK</b>	<b>19</b>
2.1	Illitkristallinität (IK)	19
2.1.1	Definition der Illitkristallinität	19
2.1.2	Aufbau der Tonminerale und Glimmer	19
2.1.3	Die Umwandlung von Smektit in Illit / Muskovit	23
2.1.4	Der Einfluß geologischer Faktoren auf die Illitkristallinität	25
2.1.5	Bestimmung der Illitkristallinität mit dem Röntgen- diffraktometer (RDA)	26
2.1.5.1	Weaver-Index („sharpness ratio“)	26
2.1.5.2	Kübler-Index (Halbhöhenbreite = FWHM)	27
2.1.5.3	Weber-Index (relative Halbhöhenbreite)	27
2.1.5.4	Integralbreite	28
2.1.6	Eichung der Illitkristallinität	28



---

2.1.6.1	„Frey“-Standard	29
2.1.6.2	Crystallinity-Index-Standard	30
2.1.7	Probenauswahl	32
2.1.8	Aufbereitung der Gesteinsproben	34
2.1.8.1	Anfertigung der Meßpräparate zur RDA-Messung	35
2.1.9	Apparative Bedingungen und Meßverfahren	36
2.1.9.1	Interne Standards	36
2.1.10	Phasenanalyse	38
2.1.10.1	Qualitative Phasenanalyse	38
2.1.10.2	Halbquantitative Phasenanalyse	43
2.1.11	Reproduzierbarkeit der Illitkristallinitäts-Messungen	44
2.1.11.1	Fehler in der Probenaufbereitung	44
2.1.11.2	Variationen am Röntgendiffraktometer	50
2.1.11.3	Geologisch Varianz	51
2.1.11.4	Ergebnisse der Varianz-Untersuchungen	52
2.1.12	Möglichkeiten und Grenzen der Methode	53
2.2	Chloritkristallinität (CK)	56
2.2.1	Reproduzierbarkeit der Chloritkristallinitäts-Messungen	57
2.2.2	Vergleich zwischen Chlorit- und Illitkristallinität	60
2.3	$6d_{(33-1,060)}$ -Geobarometer	63
2.4	Inkohlung	66
2.4.1	Vitrinitreflexion	66
2.4.2	Probenahme, Aufbereitung und Messung (S. Herlitzius)	68
<b>3</b>	<b>ERGEBNISSE</b>	<b>69</b>
3.1	Illit- und Chloritkristallinität	69
3.2	Geobarometrischen Abschätzungen $6d_{(33-1,060)}$	74
3.3	Inkohlungsmessungen	78
3.4	Diskussion der paläo-thermobarometrischen Ergebnisse	80

---

<b>4</b>	<b>MODELLRECHNUNGEN</b>	<b>87</b>
4.1	Umwandlung der Illitkristallinität in Paläotemperatur	87
4.2	Modellierung der thermischen Aufheizung von Kontaktgestein durch einen abkühlenden Intrusionskörper (Modellrechnungen von G. Kosakowski)	91
4.2.1	Modellgeometrie und Modellparameter	91
4.3	Vergleich der Modelltemperaturen mit den Temperaturabschätzungen aus der Teuschnitzer und Nailaer Mulde	98
4.4	Vergleich der Modelltemperaturen mit den Temperaturabschätzungen aus der Ziegenrucker und Mehltheuerer Mulde	104
4.5	Vergleich der modellierten Inkohlungswerte (EASY % R <sub>0</sub> ) mit den % R <sub>0</sub> -Meßwerten für das NE SW-Profil	106
4.6	Diskussion der Ergebnisse aus dem Vergleich der Modellierungen mit den Meßwerten	109
<b>5</b>	<b>SCHLUSSFOLGERUNGEN</b>	<b>111</b>
	<b>LITERATURVERZEICHNIS</b>	<b>113</b>
	<b>ANHANG</b>	<b>1</b>

## **EINLEITUNG**

In den mitteleuropäischen Varisciden westlich der Elbezone streichen die übergeordneten tektonischen Strukturen NE / SW. Diese werden von NW / SE-gerichteten Querstrukturen gekreuzt, die vor allem durch spät- bis posttektonische Granitintrusionen in ein hohes Krustenstockwerk gekennzeichnet sind. Dazu gehören z.B. der Eibenstöcker Granit, der Leuchtenberger-Falkenberger Granit, der die Suture Saxothuringikum / Moldanubikum schneidet, sowie die Granite im Oberpfälzer Wald, im Bayerischen Wald und im Mühlviertel. Die Granite reflektieren möglicherweise eine Extension in einem NW / SE-gerichteten horizontalen Streiffeld (FRANKE et al., 1995a).

Nordwestlich des Münchberger Deckenstapels ist ein ähnliches Element, die Frankenwälder Querzone (FQZ), aufgeschlossen. Sie ist eine NW / SE-streichende Horstzone (SCHWAN, 1968), die durch eine relativ hohe, bis in die Grünschieferfazies reichende syntektonische Metamorphoseanomalie gekennzeichnet ist. In der FQZ erreichen die unterkarbonischen Tonschiefer bei einer mehrphasigen Deformation Dachschieferqualität (SCHROEDER, 1965; FRANKE 1984) und eine erhöhte Illitkristallinität (FRANKE, 1984), während in den schwächermetamorphen Nachbargebieten nur eine Bruchschieferung entwickelt ist. Indexminerale in den devonischen Metabasiten im Südteil der FQZ bilden grünschieferfazielle syntektonische Metamorphosebedingungen ab (BRAND, 1980). In die FQZ intrudierten posttektonische Granite (Thüringer Granitlinie), die sie kontaktmetamorph überprägten.

Ziel der Arbeit war es, die von FRANKE (1984) im bayerischen Westteil der FQZ begonnene Metamorphosekarte um den thüringischen Ostteil zu ergänzen, die Form der Metamorphoseanomalie zu rekonstruieren und damit einen Hinweis auf ihre Ursache zu erhalten. Dabei sollten die Messungen von FRANKE (1984) methodisch aktualisiert wiederholt werden.

Die FQZ sollte als kleinmaßstäbliches Fallbeispiel für die Niederdruck-Hochtemperatur-Metamorphose am SW-Rand der Böhmisches Masse dienen, die ihren Höhepunkt während der Spätphase der variscischen Kollision von moldanubischer und saxothuringischer Kruste hatte und zu einer Krustenverdickung führte (FRANKE et al., 1995a). Die Niederdruck-Hochtemperatur-Metamorphose wird maßgeblich auf einen erhöhten geothermischen Gradienten zurückgeführt, der über die variscische Deformation hinaus bis ins Perm anhielt. Ihm werden auch die voluminösen Granitintrusionen im späten Unterkarbon und Namur zugeordnet, die aber meist erst nach der duktilen Deformation des Wirtsgesteins erfolgten (EISBACHER et al., 1989; KROHE, 1992; FRANKE et al., 1995a). Als Wärmequelle in dieser Phase der Orogenese kommt eine vermehrte radiogene Wärmeproduktion in der verdickten kontinentalen Kruste (GERDES et al., 1996; O'BRIEN, 1997, 1999) und die

Intrusion von Mantelschmelzen in die Unterkruste bzw. in die Krustenbasis in Betracht (BEHRMANN et al., 1994).

Zur Abschätzung der Metamorphosebedingungen wurden im Arbeitsgebiet Illit- und Chloritkristallinitätsuntersuchungen an unterkarbonischen Peliten durchgeführt. Zusätzlich flossen die Vitrinitreflexions-Meßergebnisse aus den unterkarbonischen Tonschiefern des Frankenswaldes ein, die von Dipl.-Geol. Stephan Herlitzius (Rheinberg) durchgeführt und mir freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurden. Diese wurden mit den Illitkristallinitätswerten und mit den Ergebnissen aus der EASY % R0-Modellierung verglichen und diskutiert. Zur Druckabschätzung in den unterkarbonischen Peliten wurde der Illit / Muskovit-Kristallgitterparameter  $6d_{(33-1,060)}$  von GUIDOTTI & SASSI (1986) verwendet.

Um den möglichen Einfluß der in die FQZ intrudierten Granite auf das Metamorphosemuster im Arbeitsgebiet abschätzen zu können, wurde von Dr. Georg Kosakowski am Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA) in Hannover mit Hilfe einer numerischen 2D-Modellierung die maximal mögliche Temperatur berechnet, die im unterkarbonischen Nebengestein durch die Kontaktwirkung des Plutons erreicht werden kann. Als geometrische Grundlage diente die von SEHM et al. (1989) auf der Basis von Bouguer Schweremessungen und Bohrlochuntersuchungen modellierte Granitoberfläche im Untergrund der FQZ. Die Berechnungen wurden mit dem Programm SHEMAT (CLAUSER, 1988; CLAUSER & VILLINGER, 1990) durchgeführt. Da in der FQZ keine Anzeichen für einen bedeutenden Wärmetransport über Kluftsysteme zu finden sind, wurde für die Modellierung ein quasi-poröser Rechenansatz verwendet. Das Programm erlaubt die Berechnung des instationären, gekoppelten Wärme- und Fluidtransportes in porösen Medien mit anisotropen und temperaturabhängigen Parametern. Die geologischen Rahmenbedingungen und Variationsmöglichkeiten für die Modellberechnung auf der Basis der geologischen Daten wurden von mir vorgegeben. Die 2D-Modellierung wurde für die Teuschnitzer Mulde im norwestlichen Teil des Arbeitsgebietes gerechnet, da dort die Metamorphosekontraste am stärksten entwickelt sind.

Die modellierten Temperaturen wurden anschließend mit den Temperaturen verglichen, die aus den Illitkristallinitätswerten abgeschätzt wurden. Diese Abschätzung basiert auf der empirischen Auswertung von Literaturdaten. Das Modell mit der größten Annäherung der berechneten Temperaturen an die abgeschätzten Temperaturen ergab die bestmögliche Einschränkung der Variationsmöglichkeiten der geologischen und geophysikalischen Rahmenbedingungen. Aufgrund der symmetrischen Oberfläche des Granits konnten die Modellergebnisse mit Einschränkungen auf die anderen Bereiche des Arbeitsgebietes übertragen (Ziegenrucker und Mehltheuerer Mulde) und mit den dortigen Temperaturabschätzungen verglichen werden.

# 1 GEOLOGISCHER RAHMEN

## 1.1 Plattentektonisches Konzept

Der zentraleuropäische Variscische Falteingürtel wird seit KOSSMAT (1927), SCHOLTZ (1930) und SUESS (1912) von NW nach SE in folgende Zonen unterteilt (Abb. 1): das Rhenohercynikum als Externzone des Orogens, die Nördliche Phyllitzone, das Saxothuringikum mit seinem nordwestlichen Kristallingürtel (Mitteldeutsche Kristallinschwelle), die schwachmetamorphen Sedimente des Saxothuringischen Beckens und die zentral-variscische Kristallzone (Moldanubikum). Für die Entstehung dieses Gebirgsgürtels wurde u. a. von TAIT et al. (1997) auf der Grundlage von paläomagnetischen, paläobiogeographischen und von FRANKE et al. (1995a) auf der Grundlage geologischer Untersuchungen ein plattentektonisches Konzept entwickelt, das hier kurz skizziert werden soll.

Der europäische Teil des Variscischen Falteingürtels besteht aus einer Kollage von Terranes, die ursprünglich zu Gondwana gehörten. Im frühen Paläozoikum lösten sie sich von der N-Grenze Gondwanas und bewegten sich in Richtung N, um mit den nördlich gelegenen Kontinenten Laurentia und Baltika zu kollidieren (VAN DER VOO, 1979). Die Terranes bildeten zwei Mikroplatten Avalonia und Armorika (TRENCH & TORSVIK, 1991), die durch ihr cadomisches Basement charakterisiert sind. Armorika wird als Terrane-Vergesellschaftung angesehen, die ursprünglich ein Teil Nordafrikas war, während Avalonia möglicherweise Südamerika angehörte. Die Grenze zwischen Avalonia (N) und Armorika (S) wird heute an den S-Rand der Nördlichen Phyllitzone gelegt (ANDERLE et al. 1995; FRANKE & ONKEN, 1995). Armorika besteht aus einer Vergesellschaftung von Terranes mit einer ähnlichen Driftgeschichte und entspricht nach TAIT et al. (1997) den europäischen Varisciden südlich der Rhenohercynischen Zone.

Paläomagnetische Daten, der Beginn des kalkalkalinen Vulkanismus in Avalonia im Tremadoc und die endemischen Faunen zeigen an, daß sich im frühen Ordovizium Avalonia in Richtung N von Gondwana entfernte, das über dem Südpol lag (Abb. 2a). Während im NE der Tornquist Ozean nach S subduziert wurde, bildete sich zwischen Avalonia und Gondwana der Rheische Ozean aus (MC KERROW et al. 1991). Im Ordovizium driftete Armorika ebenfalls in Richtung N. Zwischen Armorika und Gondwana entwickelte sich als Folge der Massif Central- / Moldanubikum-Ozean (MATTE et al., 1990) (Abb. 2b). Im unteren Silur kollidierte Avalonia mit Baltika, und der Japetus Ozean zwischen Laurentia und Baltika schrumpfte.

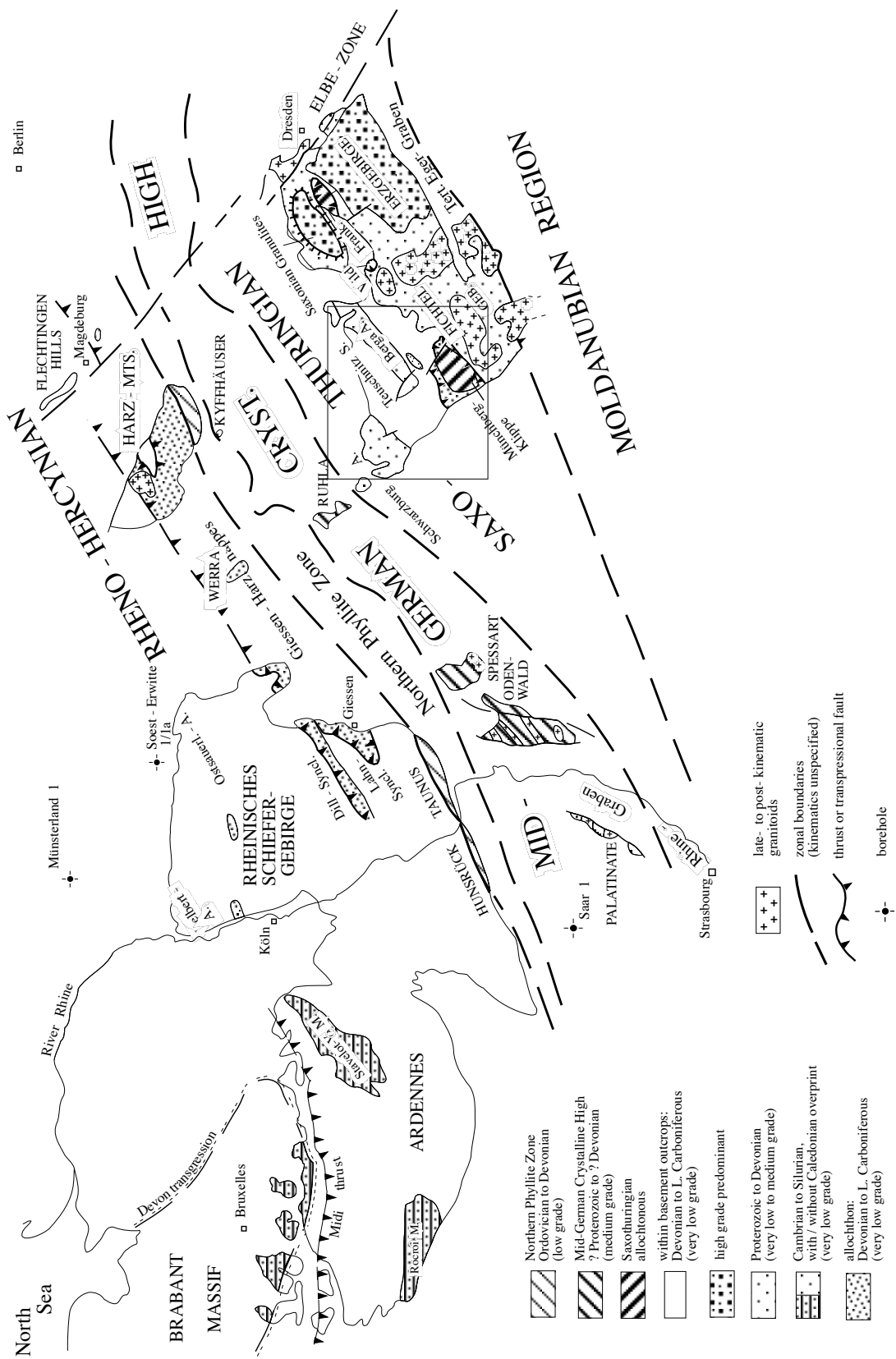


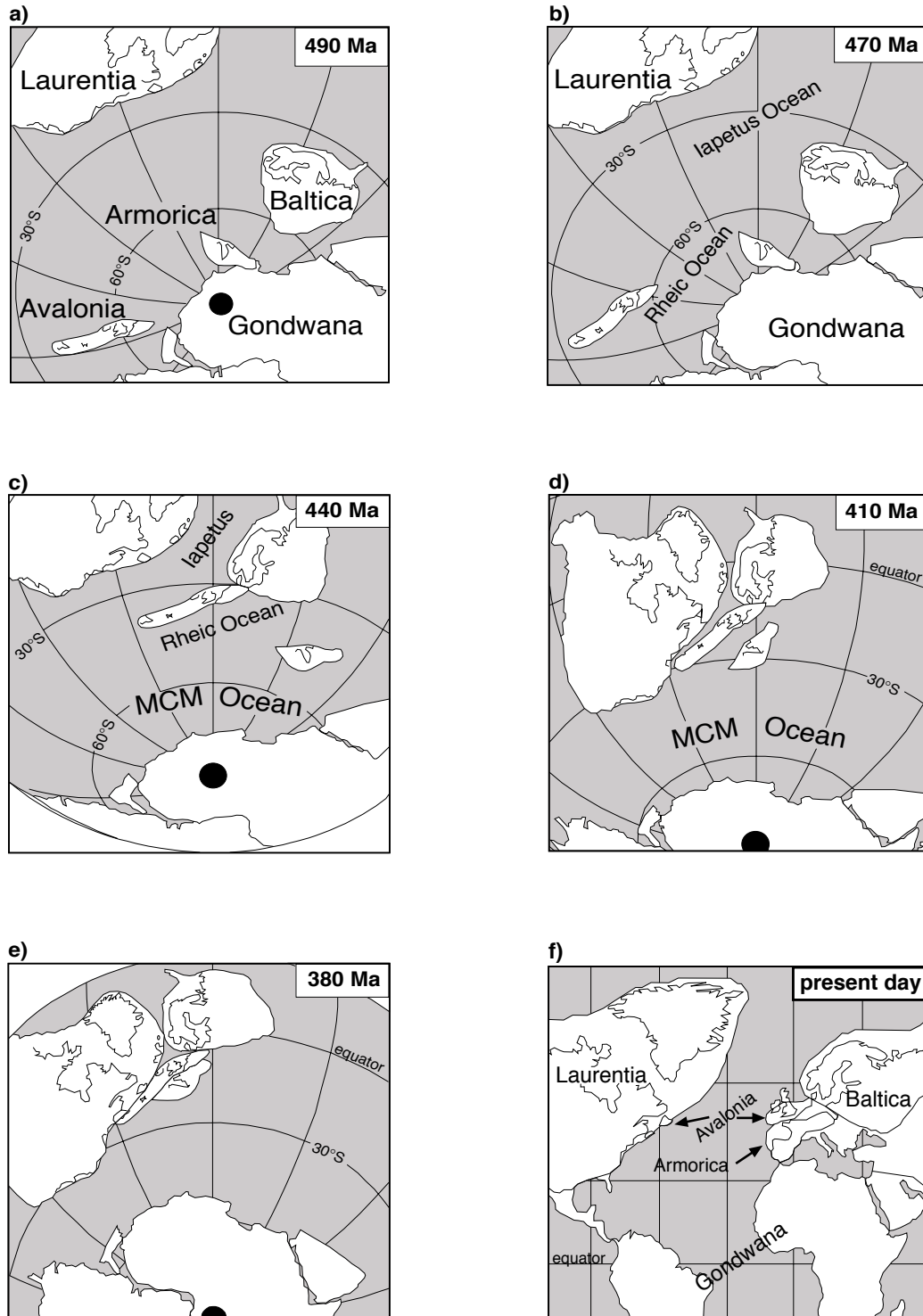
Abb. 1: Geologische Übersichtskarte der europäischen Varisciden (aus FRANKE, 1995a). Der Rahmen in der Karte zeigt das Arbeitsgebiet an.

Die Schließung des Japetus erfolgte scherenartig. In Skandinavien ist sie schon im mittleren Silur belegt (ROBERTS, 1988), in den Appalachen erst im Devon (MC KERROW et al., 1991). Im oberen Silur schloß sich der Rheische Ozean (Abb. 2d + e; ANDERLE et al., 1995; FRANKE & ONKEN, 1995; FRANKE et al., 1995a). Im Unterdevon wurde diese Suture jedoch wieder geöffnet, wobei ein relativ enger Riftbogen, das Rhenohertzynische Becken, gebildet wurde (FRANKE & ONKEN, 1995). Es dünnte sich in seinem Zentrum so weit aus, daß eine ozeanische Kruste mit MORB-Typ-Basalten entstehen konnte. Während dieser Zeit (vor 380 Ma) drehte sich das Teplá-Barrandium um  $140^\circ$  gegen den Uhrzeigersinn, noch vor der Konsolidierung mit dem Saxothuringikum im späten Devon. Im Gegensatz zum Teplá-Barrandium sind im Saxothuringikum keine Anzeichen einer solchen Rotation zu erkennen (KÖSSLER et al., 1996), so daß die saxothuringische kontinentale Kruste, auf der das Arbeitsgebiet liegt, als separate Mikroplatte betrachtet wird. Ihre Bewegungsgeschichte gleicht jedoch der des Teplá-Barrandiums. Das Rhenohertzynische Becken wurde zwischen dem Oberdevon und Unterkarbon geschlossen (FRANKE & ENGEL, 1986).

Es ist noch unsicher, ob in dem Zeitraum vom mittleren bis oberen Devon zwischen den nördlichen Kontinenten (Old-Red-Kontinent) und Gondwana ein Ozean existierte. Im Rahmen der Konsolidierung der Platten zur heutigen Konfiguration der zentraleuropäischen Varisciden fand eine großmaßstäbliche Scherung mit transpressiven Bewegungen statt, die zur Öffnung kleinerer Meeresbecken führte (FRANKE, 1989a, b; MATTE, 1991; QUESADA, 1991), verbunden mit einer großräumigen Rotation und Deformation des variscischen Gürtels (HIRT et al., 1992; RIES & SHACKLETON, 1976; TAIT et al., 1994).

Da das Arbeitsgebiet im Saxothuringikum liegt, wird in den nächsten Kapiteln auf dessen lithostratigraphische und tektonometamorphe Entwicklung näher eingegangen. Das Saxothuringische Becken entwickelte sich auf der ausgedünnten kontinentalen cadomischen Kruste der Saxothuringischen Mikroplatte und wird auf ein kambro-ordovizisches Rift-System zurückgeführt (FRANKE, 1984; 1989a, b).

Abb. 2a - f: Abfolge der plattentektonischen Entwicklung vom Ordovizium bis in das Devon (aus TAIT et al., 1997).





## 1.2 Saxothuringikum

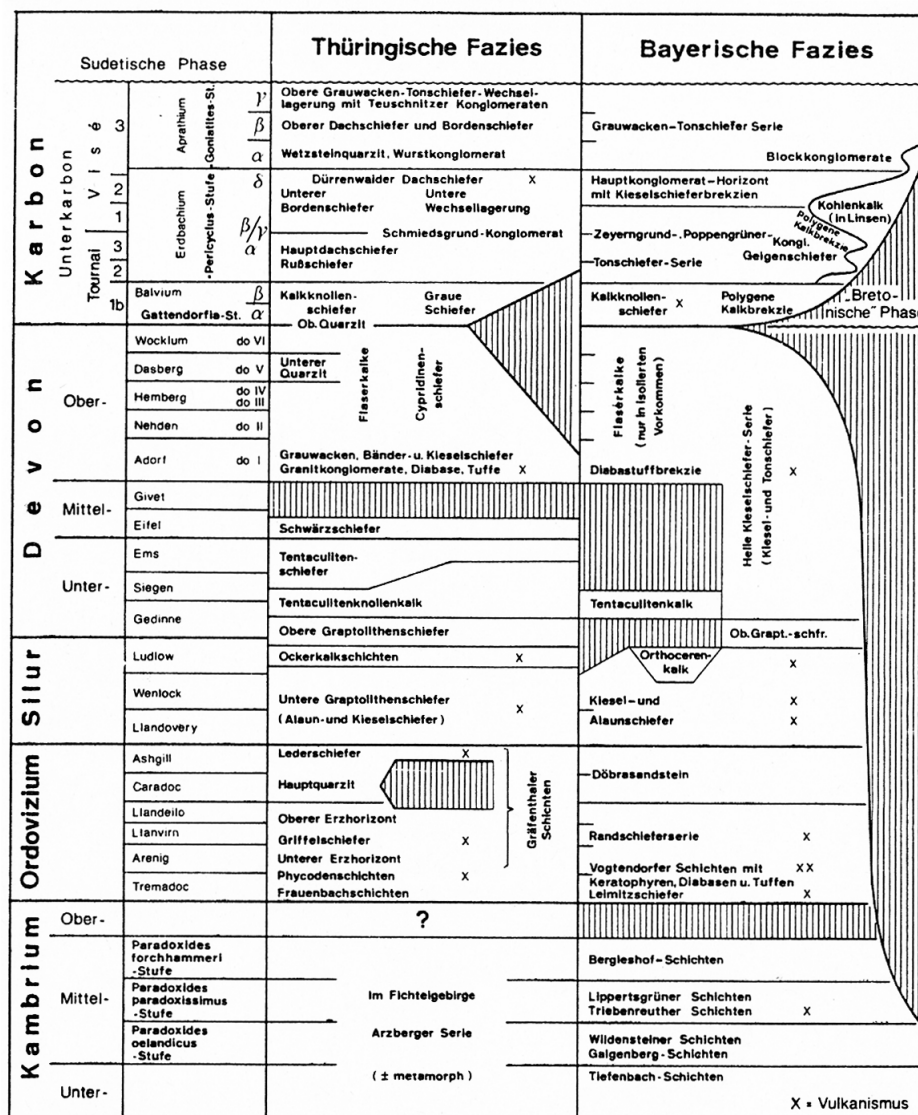
### 1.2.1 Lithostratigraphische Entwicklung

Das Saxothuringische Becken kann in zwei unterschiedliche Faziesbereiche unterteilt werden, in die Thüringische und in die Bayerische Fazies (WURM, 1925). Die Gesteine des Kambriums und Ordoviziums der Thüringischen Fazies repräsentieren nach FRANKE (1984) einen küstennahen Sedimentationsbereich (Schelfbereich), während die Einheiten der Bayerischen Fazies äquivalenten Alters einem küstenferneren Ablagerungsbereich (Kontinentalhang?) zugeordnet werden können (Tab. 1 + Abb. 4).

In der Bayerischen Fazies belegen seit dem mittleren Ordovizium pelagische Tonschiefer, Radiolarite und Turbidite eine fortschreitende Vertiefung des Sedimentationsraumes. Ordovizischer bimodaler Vulkanismus ist aus beiden Faziesreihen bekannt. In der Thüringischen Fazies deutet sich erst im obersten Ordovizium ein Wechsel zu pelagischen Ablagerungsverhältnissen an.

Im Silur ist sowohl die Bayerische Fazies als auch die Thüringische Fazies aus schwarzen Lyditen und Alaunschiefern aufgebaut. Aus beiden Faziesbereichen sind basaltische Tuffe bekannt. Im geringmächtigen Silur der Thüringischen Fazies sind zusätzlich Flaserkalke mit pelagischen Faunen und sandigen Einschaltungen aufgeschlossen (FRANKE, 1984). Im Silur der Bayerischen Fazies treten neben den schwarzen Lyditen und Alaunschiefern Orthocerenkalke (benthonische Fauna) auf.

In der Bayerischen Fazies leiten die silurischen Lydite lückenlos in die devonischen Kieselschiefer über, wobei die größte Wassertiefe erreicht wird. Den hellen Lyditen und Tonschiefern sind zum Teil Grauwacken zwischengeschaltet. Eine weitere Fazies bilden die unterdevonischen Tentakulitenkalke und die oberdevonischen Flaserkalke (pelagische Fauna), die jedoch nur als Olistolithe im Unterkarbon Bayerischer Fazies erhalten sind. In der Thüringischen Fazies wurden bis in das Unterdevon Graptolithenschiefer abgelagert, die von geringmächtigen Tentakuliten-Knollenkalken überlagert werden, gefolgt von Tentakulitenschiefern und Nereitenquarziten. Aus dem NW des Saxothuringikums sind häufig klastische Einschaltungen belegt. Ab dem tiefen Mitteldevon der Thüringischen Fazies folgen über den Tentakulitenschiefern die Schwarzschiefer, die stratigraphisch von oberdevonischen Diabasen, Tuffen und untergeordnet von Keratophyren abgelöst werden. Den Vulkaniten eingeschaltet bzw. in deren Hangendem sind grobklastische Granit- oder Diabas-Konglomerate (Reitzensteiner Konglomerat und dessen Äquivalente) aufgeschlossen,

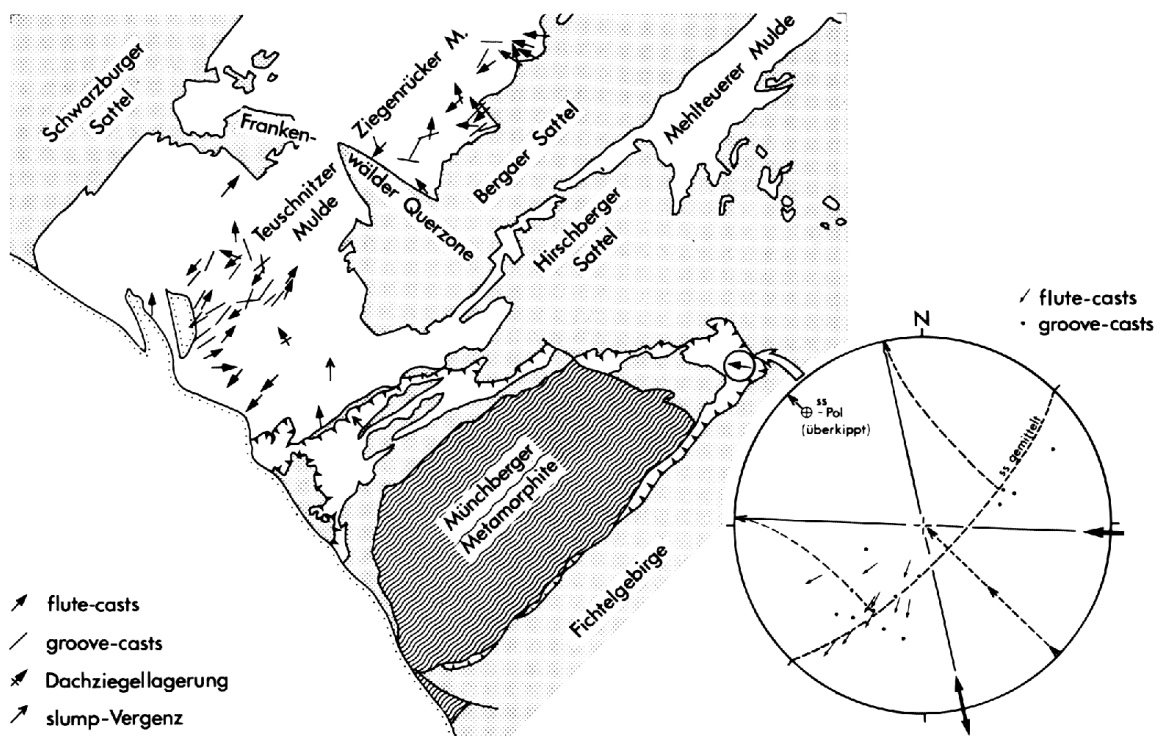


Tab. 1: Stratigraphische Tabelle für das Paläozoikum im westlichen Saxothuringikum (aus GANDL, 1981).

die einem Liefergebiet südlich des Bergaer Sattels zugeordnet werden (EIGENFELD, 1938; WEISE, 1972). Im stratigraphisch Hangenden der Vulkanite und Konglomerateinschaltungen folgen Tonschiefer und Flaserkalke mit Conodonten und Cephalopoden (Oberdevon).

Die Sedimentation des Unterkarbons der Thüringischen Fazies setzt mit den Hangenberg-Quarziten und -Schiefern ein (FRANKE, 1984), gefolgt von den Hangenbergkalken bzw. Kalkknollen-Schiefern. Im mittleren Tournai wird der liegende Alaunschiefer (Rußschiefer) abgelagert. Während das gesamte Unterkarbon der Bayerischen Fazies nahezu vollständig in Flysch-Fazies ausgebildet ist, setzt die Flyschsedimentation in der Thüringischen Fazies erst im cuII / γ - δ ein (GANDL, 1981).

Das Bayerische Unterkarbon ist an der Basis des invers-metamorphen Münchberger Deckenstapels aufgeschlossen. Es besteht aus grobkörnigen, synorogenen, klastischen Sedimenten (Flysch): resedimentierten Konglomeraten, grobkörnigen Grauwacketurbiditen, Schlammströmen und Gleitschollen. Diese Vergesellschaftung weist auf einen „inner fan- bzw. slope“-Bereich hin, während der Thüringische Flysch aus distaleren Ablagerungen aufgebaut ist (BEHR et al., 1982, FRANKE, 1984). Der allochthone Flysch der Bayerischen Fazies ist von der Deckentektonik stark zerschert und daher lithostratigraphisch nur schlecht zu untergliedern (Tab. 1).



**Abb. 3:** Verteilung der Strömungsrichtungen im Unterkarbon-Flysch des Saxothuringikums (aus FRANKE, 1984). Signaturen: weiß = Flysch, Punktraster = Prä-Karbon. Zusammenstellung nach GRÄBE & WUCHER (1967); LAMBELET et al. (1967); diverse GK 1:25.000 des Bayerischen Geologischen Landesamtes mit Erläuterungen; FRANKE (1984). Rechts: Raumlage und Rückrotation von Sohlmarken am S-Ausgang von Trogenau (GK Bobenneukirchen). Falten und Kippungsachsen liegen etwa horizontal; die einfache Horizontierung der Schichten führt daher zu einem realistischen Wert für die Strömungsrichtung (Flute-casts ESE, groove-Casts unipolar in ESE und SSE-Richtung).

Die unterkarbonischen Flyschsedimente der Thüringischen Fazies sind in der Ziegenrücker und Teuschnitzer Mulde am mächtigsten. Sie erreichen nach Lambelet et al. (1967) und Pfeiffer et al. (1995) eine Mächtigkeit von etwa 3600 m. Sie bestehen aus einer eintönigen Wechselfolge von Tonschiefern, Quarziten, Grauwacken und Grauwacken-Konglomeraten (Tab. 1). Der untere Kulm, dessen Hangendgrenze nach Lambelet et al. (1967) der obere Dachschiefer ist (Visé 3 $\beta$ , nach GANDL, 1981) ist etwa 1000 m mächtig. Hier dominieren die

Tonschiefer. Gröberklastische Einschaltungen sind fast ausschließlich als reine Sandsteine oder Quarzite entwickelt, Grauwacken sind selten. Der obere Kulm besteht aus einer Wechsellagerung von Tonschiefern und Grauwacken, in die mehrere Konglomerathorizonte eingeschaltet sind. Das Teuschnitzer Konglomerat bildet hier den wichtigsten Leithorizont, der die Struktur der Teuschnitzer Mulde nachzeichnet (Abb. 7).

Die richtungsanzeigenden Sedimentstrukturen im unterkarbonischen Flysch wurden von Franke (1984) zusammengefaßt und diskutiert. In der Teuschnitzer und Ziegenrücker Mulde wurden hauptsächlich Anzeichen für einen NE / SW-gerichteten Transport gefunden. In der Teuschnitzer Mulde konnte auch eine nach NE gerichtete Strömungsrichtung beobachtet werden. Es treten aber Strömungsrichtungen auf, die zwischen einem E und S gerichteten Transport liegen. Schließlich gibt es noch Anzeichen für einen N bis NW gerichteten Transport. Generell zeigt sich, daß die turbidity currents im saxothuringischen Becken zum größten Teil parallel zu den heutigen tektonischen Großstrukturen (NE / SW) verlaufen. In sehr proximalen, energiereichen Schüttungskörpern läßt sich der direkte Einstrom vom Liefergebiet nach N bis NW belegen (Abb. 3). Die Ausrichtung der Strömungsmarken sprechen für ein Liefergebiet am SE-Rand des saxothuringischen Beckens (FRANKE, 1984). Gerölluntersuchungen im Flysch des Saxothuringikums von J. SCHÄFER et al. (1997) zeigen an, daß bereits im obersten Devon die kristallinen Gesteine vom Typ der Münchberger Decken an der Sedimentation des Flyschs beteiligt waren und im höheren Visé auch das saxothuringische Vorland (Thüringische Fazies) in das Liefergebiet einbezogen wurde.

## 1.2.2 Deformation und Metamorphose

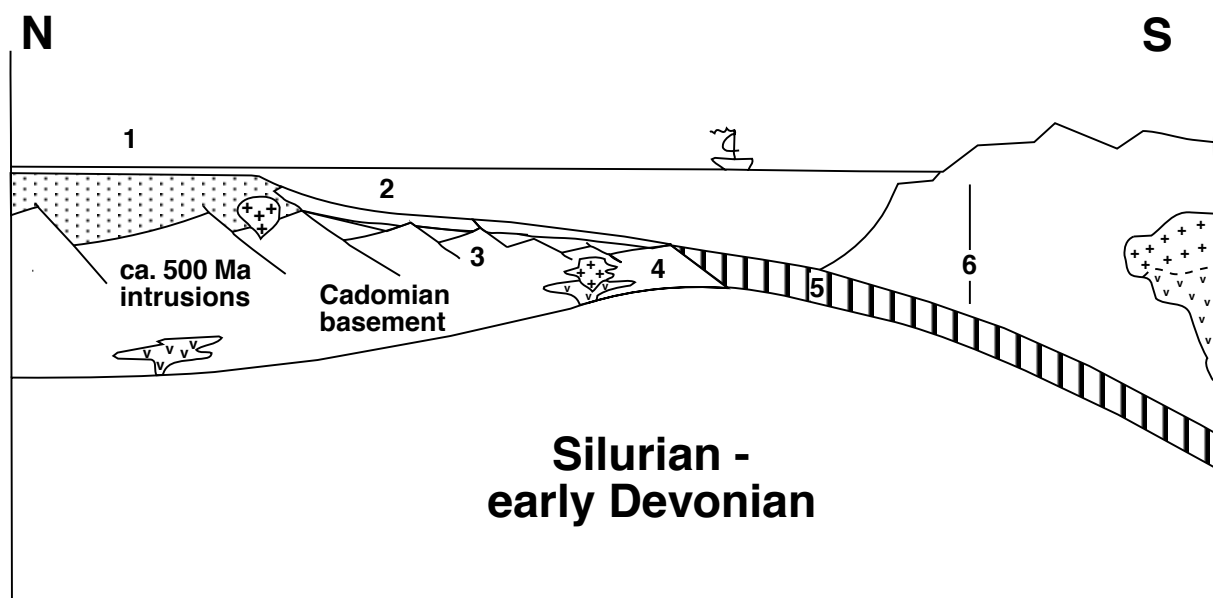
### 1.2.2.1 Großräumige Entwicklung

Im Saxothuringischen Becken liegen hochgradig metamorphe Gesteine (Münchberger Gneismasse und deren Analoge Wildenfels und Frankenberg) auf engstem Raum neben fossilführenden Sedimenten (FRANKE, 1984). Die Ursache liegt in der tektonischen Entwicklung des Saxothuringischen Beckens, die in der neueren Literatur unter anderem von FRANKE et al. (1995b), J. SCHÄFER et al. (1997), zusammenfassend dokumentiert wurde.

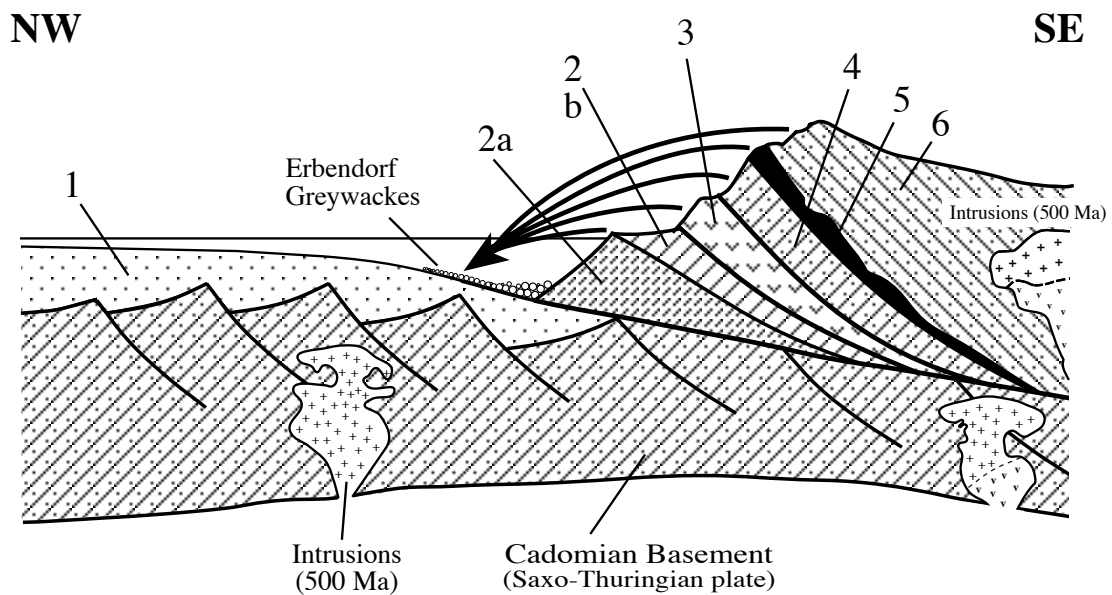
Nach der kambro-ordovizischen Riftphase wurde ab dem älteren Devon saxothuringischer Ozeanboden in Richtung Süden unter den aktiven Nordrand des Moldanubikums subduziert (Abb. 4). Die so neu entstandenen Metamorphite und das unmetamorphe Paläozoikum Bayerischer Fazies wurden anschließend in einem transpressiven Regime tektonisch gestapelt und auf das unmetamorphe Vorland nach N überschoben. Reste dieses Deckenstapels sind in den tektonischen Klippen von Münchberg, Wildenfels und Frankenberg erhalten (Abb. 1).

Diese Überschiebung hat die Metamorphose überdauert, so daß heute eine inverse Stapelung der stratigraphischen Schichten und eine inverse Metamorphoseabfolge (eklogitfaziell bis anchimetamorph) vorliegt.

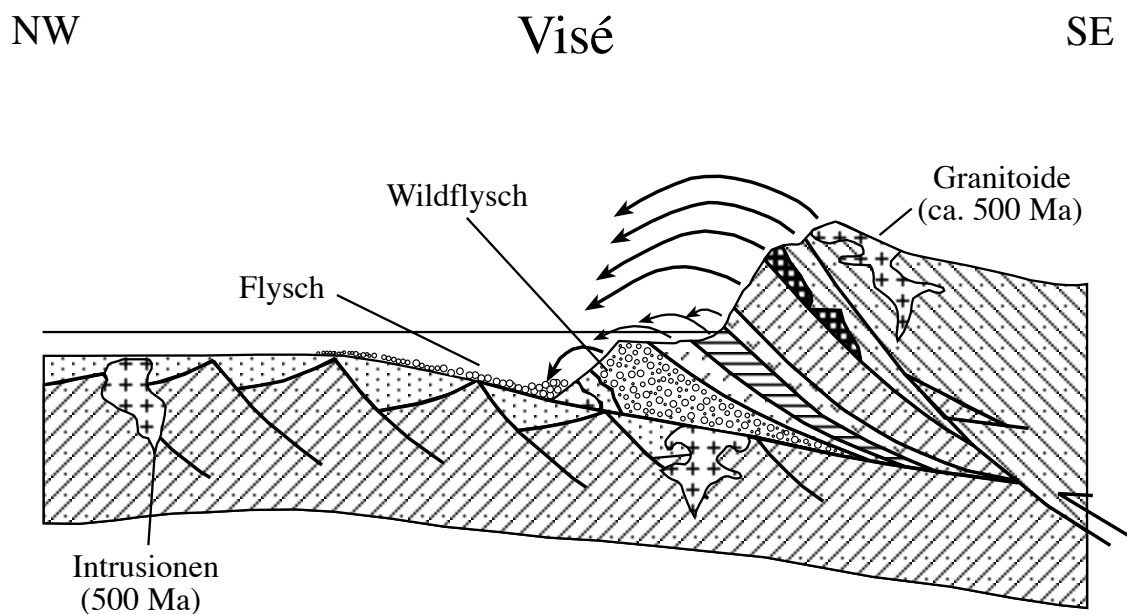
Ab dem älteren Oberdevon beginnt die kontinentale Kollision zwischen der saxothuringischen Kruste und dem Teplá-Barrandium. Im Laufe des höheren Devons und Unterkarbons schreitet die tektonische Stapelung fort (Abb. 5+ 6). Die Sedimente der Bayerischen und Thüringischen Fazies werden ebenfalls an den aktiven Plattenrand angegliedert. Spätestens seit Beginn des Visé wurde am SE-Rand des saxothuringischen Beckens ein Akkretionskeil aufgebaut, der das Vorlandbecken mit Flyschsedimenten beliefert hat. Im Thüringischen Unterkarbon setzte nach FRANKE (1984) die variscische Orogenese mit dem Beginn der Flyschsedimentation nach der Ablagerung des Rußschiefers ein. Dieser Rußschiefer entspricht dem liegenden Alaunschiefer. Zirkone aus einem Tuffhorizont in der unterkarbonischen *texanus*-Zone des Harzes wurden mit U-Pb-Einzelzirkon-Messungen auf ein radiometrisches Alter von  $334 \pm 1$  Ma datiert (TRAPP et al., 1998). Im Endstadium der Orogenese wurde die unterkarbonische Füllung des Vorlandbeckens in die tektonische Stapelung einbezogen. Dabei wurde der stärker anchimetamorphe (tiefer versenkte) Flysch der Bayerischen Fazies nach NW auf den schwächer anchimetamorphen Flysch der Thüringischen Fazies überschoben (J. SCHÄFER et al., 1997).



**Abb. 4:** Paläogeographisch-tektonische Rekonstruktion des saxothuringischen Beckens und des Münchberger Deckenstapels. 1 = Thüringische Fazies, küstennaher Ablagerungsraum (Schelf); 2 = Bayerische Fazies, küstenfernerer Ablagerungsbereich (kontinentaler Hang ?); 3 = Randamphibolit + Phyllit-Prasinit-Serie (Teil des cadomischen Basements?); 4 = Liegendserie (Teil des kadomischen Basements); 5 = Eklogit (ehemaliger saxothuringischer Ozeanboden); 6 = Hangendserie (Teplá-Barrandium ?) (aus FRANKE et al., 1995b).



**Abb. 5:** Skizze zur paläogeographisch-tektonischen Situation an der aktiven Grenze der teplá-barrandischen Mikroplatte während des Famennes (370 Ma); aus J. SCHÄFER et al., 1997. 1 = Thüringische Fazies; 2a = Silur/Devon der Bayerischen Fazies; 2b = Randschiefer-Serie der Bayerischen Fazies; 3 = Randamphibolit- und Phyllit-Prasinit-Serie. 4 = Liegendserie (saxothuringische Kruste); 5 = Eklogite (saxothuringischer Ozeanboden); 6 = Hangend-Serie (teplá-barrandische Mikroplatte).



**Abb. 6:** Vereinfachte paläogeographisch-tektonische Rekonstruktion der Situation am aktiven Plattenrand des Saxothuringikums zur Zeit des Visé. Dargestellt ist ein Zeitabschnitt für das Niveau des Teuschnitzer Konglomerates (aus J. SCHÄFER, 1996).

Nach F. SCHÄFER (1997) wurden die Strukturen des nordwestlichen saxothuringischen Beckens von einem nach SE propagierenden Falten- und Überschiebungsgürtel bzw. Orogenkeil gebildet. Dieser wird als "Retrokeil" der Mitteldeutschen Kristallinschwelle interpretiert, der nach der NW-vergente Hauptdeformation entstanden ist. Letztere wird großräumig einem Prokeil zugeordnet, der sich im Saxothuringikum, an der nach SE unter das Teplá-Barrandium einfallenden Subduktionszone gebildet hat. Die Strukturen des Pro- und Retrokeils sind im anchimetamorphen Paläozoikum des Münchberger Deckenstapels und seines nordwestlichen Vorlandes erhalten. FRANKE (1984) ordnete die ältere Phase (D1), einem NW-gerichteten Deckentransport auf flachen Bahnen zu und interpretierte die jüngere Phase (D2) als eine südvergente Überfaltung. Das nordwestliche Vorland wird aus weitspannigen Falten aufgebaut. Sie werden aus den mit unterkarbonischen Metasedimenten gefüllten Synklinen (Teuschnitz-Ziegenrücken und Nailaer-Mehltheuerer Mulde) und den aus silurischen bis devonischen Metasedimenten und Metabasiten aufgebauten Antiklinen (Schwarzburger und Bergaer Sattel) gebildet (Abb. 7). Im NW, in der Teuschnitz-Ziegenrücken Mulde, ist nach FRANKE (1984) die erste Deformation mit dem charakteristischen NW-vergente Faltenbau nicht entwickelt.

Der Bereich des Bergaer Sattels wurde von F. SCHÄFER (1997) als Interferenzzone bezeichnet. Hier ist eine ältere Faltengeneration (F1) zu beobachten, die von dem oben beschriebenen Deformationsereignis überprägt wurde. Diese F1-Falten weisen eine NW-Vergenz auf und sind nur im Bereich des Bergaer Sattels sowie südlich davon bekannt. Sie zeigen häufig starke Verdrehungen der b-Achsen um bis zu 90 ° (PAECH, 1966; SCHROEDER et al., 1965; FRANKE, 1984). Südöstlich des Bergaer Sattels nimmt die Intensität der SE-vergente D2-Deformationsgefüge ab, bis sie mit der Annäherung an die Basisüberschiebung der Münchberger Decken ganz ausklingen. Südlich des Münchberger Deckenstapels, im Fichtelgebirge, ist die D2-Faltungsphase wieder deutlich entwickelt (STEIN, 1988).

Das Ende der variscischen Deformation markiert die kohleführende intramontane Molasse von Borna-Hainchen. Sie wurde diskordant auf dem älteren Paläozoikum und dem Kristallin des Frankenberger Deckenstapels, einem Äquivalent des Münchberger Deckenstapels (Abb.1) abgelagert. In der intramontanen Molasse sind nur noch Anzeichen für eine extensionsbezogene Tektonik zu erkennen (HAHN, 1997 in GAITSCH, 1998). Die Molasse setzt die Obergrenze des Alters für die jüngsten Flyschsedimente fest (FRANKE, 1984). Das biostratigraphische Alter der Makroflora (HARTUNG, 1938) und Sporomorphen-Assoziationen (BEK, 1997 in GAITSCH, 1998) liegt im hohen Visé (V3 $\beta$ ), bei etwa 330 Ma. Die Grenze Visé / Namur wurde von GRADSTEIN & OGG (1996) bei 327 Ma festgelegt.

### 1.2.2.2 Tektonometamorphe Anomalien

Das Arbeitsgebiet, die Frankenwälder Querzone (FQZ), ist eine NE-SW streichende asymmetrische Horstzone, die eine Metamorphoseanomalie abbildet. In ihrem südöstlichen Teil schneidet die FQZ im Südwesten das parautochthone Basement der Münchberger Decken ab, im NW wird sie durch den Schwarzburger Sattel begrenzt. Die FQZ quert das relativ einheitliche Bild der tektonischen Großstrukturen im Saxothuringikum (Abb. 7 + 8). Die Anlegung der asymmetrischen Horstzone (Gräfenthaler und Lobensteiner Horst) führte zu einer Heraushebung stratigraphisch tieferer Einheiten gegenüber dem südwestlichen Nachbargebiet (Teuschnitzer Mulde). In der Horstzone ragen lokal Schichten des Ordoviziums, Silurs und Devons aus der unterkarbonischen Überdeckung heraus. Diese Schichten tauchen nach SW ab. Nach EIGENFELD (1938), SCHWAN (1958) und FRANKE (1984) gibt es in der Thüringischen Hauptmulde (Teuschnitz-Ziegenrucker Mulde) im frühen Unterkarbon keine Anzeichen für ein „herzynisch streichendes Sattelgebiet“ bzw. eine Schwelle. Folglich wurde die Horstzone frühestens nach der unterkarbonischen Flyschsedimentation angelegt.

Die FQZ wurde folglich erst während der variscischen Hauptdeformation als Störungszone aktiviert. Sie unterscheidet sich in ihrem tektonischen Gefüge von ihren Nachbargebieten durch eine mehrphasige Deformation („Phyllittektonik“ nach SCHROEDER, 1958) und einer veränderten Ausbildung der tektonischen Strukturen. So nimmt die Intensität der Hauptschieferung (nördlich des Bergaer Sattels S2, südlich davon S1) von einer schwach entwickelten Bruchschieferung bis hin zu einer penetrativen Dachschieferung zu. Lokal ist noch eine dritte Deformationsphase mit flachliegender Schieferung (S3) zu erkennen (FRANKE, 1984; SCHROEDER, 1958; 1993). Auch die F1- und F2-Falten werden mit Annäherung an die FQZ enger und flacher, bis im Zentrum der FQZ Faltenachsebenen und Schieferungen subhorizontal liegen.

Die von FRANKE (1984) auf bayerischem Gebiet ausgewerteten Illitkristallinitäts-Daten (IK) der großräumig aufgeschlossenen Kulm-Tonschiefer (Nailaer- und Teuschnitzer-Synkline) ergaben eine Erhöhung der IK-Werte von der Fränkischen Linie in Richtung der FQZ bis an die Grenze der Methode. LUDWIG (1972) führte an ordovizischen Griffelschiefern phasenpetrologische Untersuchungen und Illit- sowie Chloritkristallinitäts-Messungen durch. Auch wenn das Ordovizium im Arbeitsgebiet nicht flächendeckend verbreitet ist, korrelieren die Ergebnisse von LUDWIG (1972) in den vergleichbaren Gebieten mit den Ergebnissen von FRANKE (1984). Die Griffelschiefer wurden nach LUDWIG (1972), am SW-Rand der Nailaer Mulde nur anchizonal überprägt, wohingegen sie im südlichen Teil der FQZ (Raum



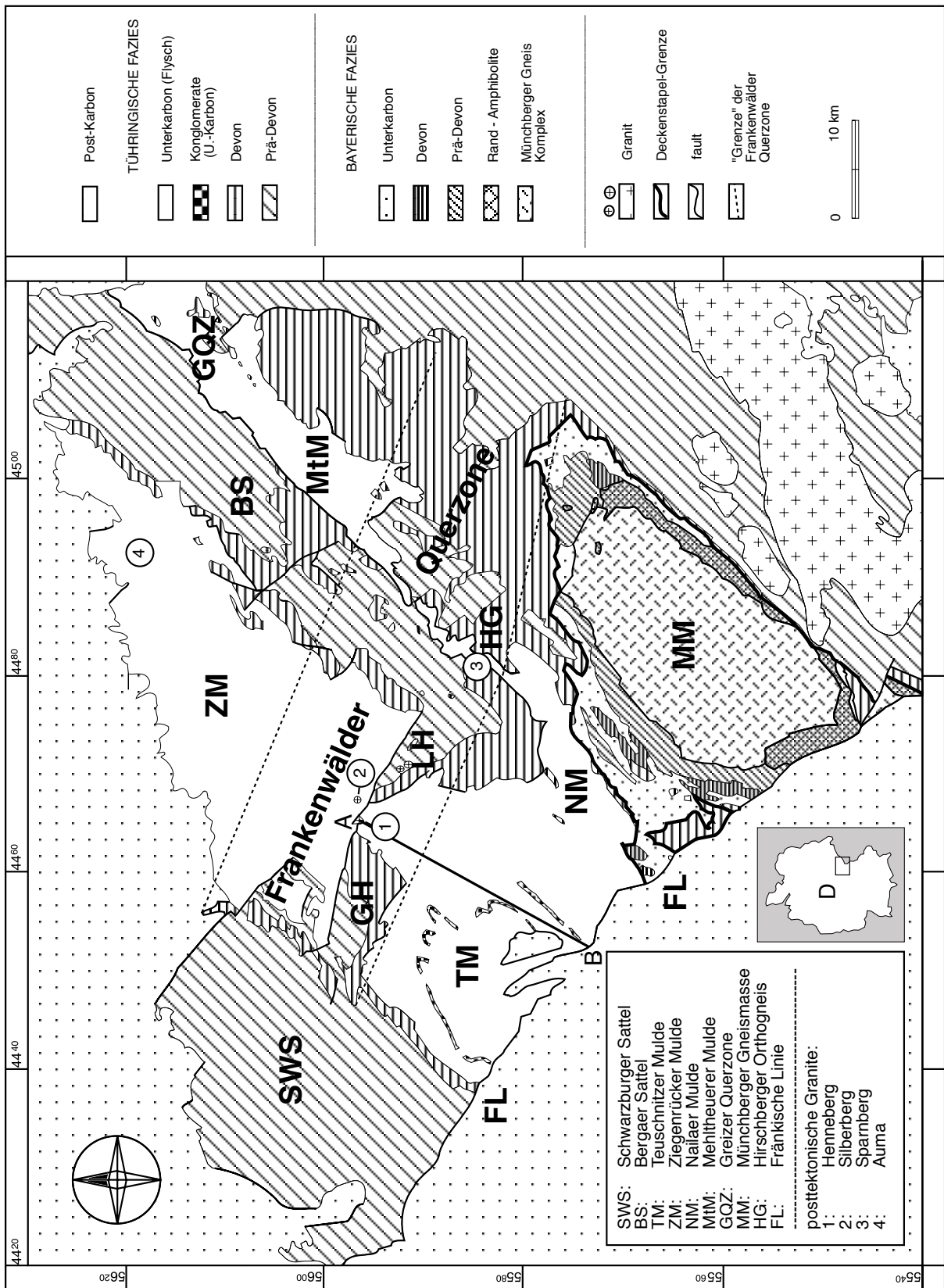
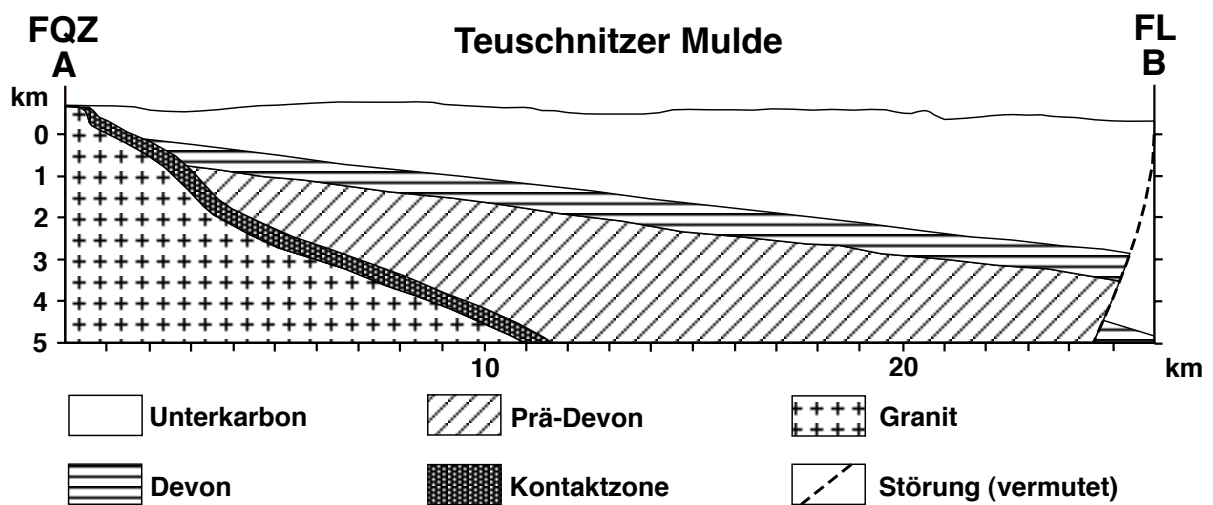


Abb. 7: Geologische Übersichtskarte für das Arbeitsgebiet - Frankenwälder Querzone. A-B: Profillinie des schematischen Profils in Abb. 8.



**Abb. 8:** Schematischer NE / SW-Profilsschnitt entlang der Teuschnitzer Mulde.

Hirschberg und SW-Rand des Bergaer Sattels) und im nördlichen Bereich der FQZ (Gräfenthaler Horst) eine epizonale Metamorphose abbildet. Phasenpetrologische Untersuchungen an devonischen Metabasiten in dem südwestlichen zentralen Teil der Anomalie zeigen einen Metamorphosewechsel hin zur Grünschieferfazies, indikativ für 250 bis 350 °C und 1,5 bis 3 kbar (BRAND, 1980).

Die Remagnetisierung der devonischen Spilite im Unterperm (KIM & SOFFEL, 1982) ist ein Hinweis auf eine spätvariscische Aufheizung der Gesteine. Entlang der Querzone sind einige kleinere Apophysen von Graniten aufgereiht („Thüringische Granitlinie“ der älteren Literatur), die zum Teil an der Oberfläche angeschnitten, oder durch ihre Kontaktaureolen zu erkennen sind (Abb. 7). Die Granite sind undeformiert, und ihre Rahmengesteine zeigen ein statisches, posttektonisches Mineralwachstum (MEINEL, 1972; RÖLL, 1998), Anzeichen für eine posttektonische Intrusion. Von zwei posttektonisch intrudierten Graniten wurde mit modernen radiometrischen Datierungsmethoden das Intrusionsalter bestimmt. LOTH et al. (1997) datierten mit der U-Pb-SHRIMP II-Methode Zirkone aus dem Henneberg Granit auf ein konkordantes Alter von  $299 \pm 5$  Ma. Einzelzirkone aus dem Silberberg Granit wurden von KUNERT et al. (1998) auf ein U-Pb-Alter von maximal  $320 + 10 / - 8$  Ma datiert. Die posttektonischen Granite und der unterkarbonische Flysch der FQZ werden von magmatischen Gängen unterschiedlichster Zusammensetzung (Lamprophyr, Trachytdiorit, Kersantit) durchschlagen, die im allgemeinen NW-SE, parallel zur FQZ streichen. Die Ergebnisse intensiver geophysikalischer Untersuchungen (SEHM et al., 1989) weisen auf einen größeren zusammenhängenden Granitkörper im Untergrund der Querzone hin.

Die posttektonischen Granitintrusionen entlang des FQZ-Störungssystems und die parallel zur FQZ verlaufenden postgranitischen Gangintrusionen sowie der gestörte Henneberg Granit-

körper zeigen in der FQZ eine NE-SW gerichtete Extension, die mit einer thermischen Aktivität gekoppelt ist und mindestens bis ins hohe Oberkarbon andauerte.

Das Metamorphosebild in der FQZ ist das Ergebnis verschiedener, sich addierender Faktoren. Die Metamorphosegeschichte beginnt mit der Sedimentation des unterkarbonischen Flyschs, der in Abhängigkeit von seiner Mächtigkeit und dem geothermischen Gradienten in einer Versenkungsdiagenese resultiert. Die Versenkungsdiagenese wird während der variscischen Deformation in Abhängigkeit von den Temperatur- und Druckbedingungen prograd metamorph überprägt, wobei durch eine tektonische Überlagerung die Mächtigkeit des Flysch erhöht werden kann bzw. eine erhöhte thermische Aktivität die Metamorphose beeinflussen kann. Die syntektonische Metamorphose wird in der FQZ wiederum von der Kontaktmetamorphose überprägt, als Ergebnis posttektonischer Granit- und Gangintrusionen. Die Abschiebung des NE-Teils des Henneberg Granits zeigt an, daß die Verkippung der Horstzone, die zu SW-abtauchenden Schichten in der FQZ führt, nach dem posttektonischen Magmatismus erfolgte. Diese Verkippung südwestlich der FQZ kann einen Effekt auf die Steigung des Metamorphosegradientes haben.

Die Metamorphose in den unterkarbonischen Gesteinen wird neben der Temperatur auch vom Druck, d.h. von ihrer Versenkungstiefe gesteuert. Letztere ist zum einen abhängig von der Verteilung der Sedimentmächtigkeiten im saxothuringischen Flyschbecken, zum anderen von der Anwesenheit und Mächtigkeit einer tektonischen Überlagerung. Die frühkarbonischen Flysche sind die jüngsten in diesem Gebiet abgelagerten Sedimente. Ihre Mächtigkeit wird von LAMBELET et al. (1967) und PFEIFFER et al. (1995) mit etwa 3600 m angegeben. Petrologische Untersuchungen an Kontaktgesteinen des Sparnberger Granits geben Drucke von  $\leq 2$  kbar an (RÖLL, 1998), was einer Mächtigkeit  $\leq 7$  km entspricht. Da die FQZ quer zur Beckenachse und zu den tektonischen Überlagerungsstrukturen verläuft, ist eine tiefere Versenkung der Gesteine der FQZ unwahrscheinlich (Kapitel 1.2.1).

Die intensive Schieferungsbildung, das Auftreten von Granitkörpern, der phasenpetrologische Nachweis für grünschieferfazielle Bedingungen, die Neueinstellung von radioaktiven Zerfallssystemen und eine erhöhte Illitkristallinität sprechen aber für eine Temperaturerhöhung in den unterkarbonischen Tonschiefern der FQZ. Als Ursache für die erhöhten Temperaturen können verschiedene Mechanismen in Betracht gezogen werden:

- a) Ein großräumig stark erhöhter geothermischer Gradient heizte das Sediment auf. Im Bereich der FQZ wurden durch die nachträgliche Anlegung der Horstzone in Verbindung mit der Erosion die tiefer und höher temperierten Schichten freigelegt.
- b) Ein in der FQZ lokal erhöhter Wärmefluß (FRANKE, 1984).

- c) Eine Überlagerung der FQZ durch Ausläufer des Münchberger Deckenstapels.
- d) Eine Verschuppung des Unterkarbons durch eine SE gerichtete Retrokeiltektonik (F. SCHÄFER, 1997). Als Resultat wurden höher metamorphe, also tiefere Einheiten gleicher Stratigraphie durch die später folgende asymmetrische Horststruktur (Querzone) freigelegt.

Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt in der großflächigen Kartierung der Metamorphose der unterkarbonischen Tonschiefer in der Teuschnitz-Ziegenrucker und Naila-Mehltheuer Mulde. Zur relativen Temperaturabschätzung dienten die Illit- und Chloritkristallinität, die Druckabschätzungen wurden mit Hilfe der Illit/Muskovit-Gitterparameter  $6d_{(33-1,060)}$  durchgeführt. Zusätzlich wurden für einen methodischen Vergleich mit der Illit- und Chloritkristallinität aus dem Westteil der FQZ Inkohlungs-Messungen herangezogen, die von Dipl.-Geol. Stephan Herlitzius durchgeführt wurden. Diese Daten dienten, zusammen mit der Modellierung der Granitoberfläche im Untergrund der FQZ von SEHM et al. (1989), zur Berechnung des thermischen Einflusses der sich abkühlenden Intrusionen auf das Nebengestein. Diese Berechnungen wurden von Dr. Georg Kosakowski durchgeführt. Der Vergleich der Illit- und Chloritkristallinitätsdaten mit den berechneten, maximal erreichbaren Temperaturen im Nebengestein der sich abkühlenden Intrusionen sollte zeigen, inwieweit die Granite die FQZ thermisch beeinflusst haben könnten und welcher Wärmetransportmechanismus dabei primär eine Rolle spielte.