

**Deformierte Granite im Südschwarzwald
als Indikatoren
lokaler variskischer Deformationszonen**

Dissertation

Zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften
im Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von

Evelyn Hincke, geb. Jandl
aus Hamburg

Hamburg 2010

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich
Geowissenschaften der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten
von Prof. Dr. G. Tietz
und Prof. Dr. H. Schleicher

Hamburg, den 11.5.2011

Prof. Dr. Jürgen Oßenbrügge
Leiter des Fachbereichs Geowissenschaften

Kurzfassung

Deformierte variskische Granite und ihre älteren Nebengesteine wurden in drei Arbeitsgebieten im Südschwarzwald (Schlächtenhaus, Säckingen - Wehr, Hauenstein) gefügeanalytisch untersucht, um Art und Umfang variskischer regionaler und lokaler Deformationen zu klären.

Im Arbeitsgebiet Schlächtenhaus sind neben vier regionalen Deformationen, die nur in den Schiefen von Schlächtenhaus nachzuweisen sind, zwei lokal wirksame unterkarbone Deformationsphasen zu unterscheiden. In einer ersten Phase vor 334 bis 333 ma. wurden die Schiefer sowie Teile des Granits von Schlächtenhaus infolge duktiler Scherung an einer dextralen NW-SE-streichenden Blattverschiebung mit einem zweifachen Schieferungsgefüge versehen. Etwa eine Million Jahre später erfolgten erneute Scherbewegungen unter einem gleichgerichteten Beanspruchungsplan. Dabei wurde besonders der Randbereich der Schiefer gegen den Malsburggranit in die duktile Scherbewegung mit einbezogen.

Im Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr wurden mehrere Vorkommen deformierter Granite unbekannter Altersstellung sowie deren Kontakte zu den Paragneisen und dem unterkarbonen Albtalgranit untersucht. Die deformierten Granite werden nicht als eigenständiges Gestein, sondern als verschiefter Randbereich des Albtalgranits aufgefasst. Durch eine Mylonitisierung als Folge einer duktilen Scherung am Kontakt zwischen Albtalgranit und Gneisen erhielten sie ein lokales Deformationsgefüge. Die steil nach WSW einfallende, NNW-SSE-streichende lokale duktile Bewegungszone mit abschiebendem Charakter hat spätunterkarbones Alter. In ihr ist in Apliten, Ganggraniten und im Albtalgranit ein zweifaches Schieferungsgefüge angelegt worden. Dieses kommt in gleicher Richtung und Stärke auch in den benachbarten Paragneisen vor, in denen es vier ältere regionale Deformationsgefüge kräftig überprägte.

Im Arbeitsgebiet Hauenstein hat das Deformationsgefüge im Granit von Hauenstein nur lokalen Charakter und ist kein typisches Kennzeichen des Gesteins. Es ist infolge von Scherbewegungen in drei separaten, überwiegend NNW-SSE-streichenden duktilen Scherzonen mit abschiebendem Bewegungssinn entstanden. Spät- und postvariskische Bruchtektonik hat die Scherzonen abgeschnitten und versetzt, so dass nur an wenigen Stellen noch die Fortsetzung der Deformationsgefüge in die umgebenden Gneise zu erkennen ist. Dort wurden die vierfachen regionalen Gneis-Deformationsgefüge stark mylonitisch überprägt. Die Scherzone ist in einem extensionalen Spannungsfeld angelegt worden, weshalb in Analogie zum Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr spätunterkarbones Alter der Scherdeformation vermutet wird.

In allen drei Arbeitsgebieten erfolgten die Deformationen der Granite in eng begrenzten duktilen Scherzonen. Außerhalb dieser Scherzonen sind die bearbeiteten Granite undeformiert und

besitzen ein unregelmäßiges Gefüge, so dass die Auffassung revidiert werden muss, dass es im Südschwarzwald Granittypen gibt, deren charakteristisches Merkmal ein Deformationsgefüge ist.

Die Anlage der Scherzonen erfolgte innerhalb einer nur kurzen Zeitspanne im Unterkarbon. In diesem Zeitraum wechselten die Beanspruchungspläne im Grundgebirge von einengend (Arbeitsgebiet Schlächtenhaus) auf extensional (Arbeitsgebiete Säckingen - Wehr und Hauenstein).

Durch die vorliegende Arbeit wird die regionale Wirksamkeit variskischer Deformation in Südschwarzwälder Graniten widerlegt. Vielmehr wurden die Gesteine in variskischer Zeit nur entlang lokaler duktiler Scherzonen deformiert, als deren Indikatoren sich deformierte Granite hervorragend eignen.

Abstract

Deformed Variscan granites and their surrounding older metamorphic rocks were investigated in three research areas (Schlächtenhaus, Säckingen - Wehr, Hauenstein) in the Southern Black Forest in order to distinguish between regional and local Variscan deformation.

In the Schlächtenhaus research area four regional deformation events were identified in the Schlächtenhaus schists, predating the intrusions of the Lower Carboniferous Schlächtenhaus granite und Malsburg granite. Parts of these granites show mylonitic s-c-fabrics, caused by two local deformation events in Lower Carboniferous time. The first ductile shearing took place between 334 and 333 ma. in a local strike slip fault in the Schlächtenhaus granite and the Schlächtenhaus schists before the intrusion of the Malsburg granite. About one million years later during a second shearing event the contact between the Schlächtenhaus schists and the Malsburg granite underwent ductile mylonitisation. Both shear zones are NW-SE-trending dextral convergent strike slip faults and were generated in the same compressional stress field.

In the Säckingen - Wehr research area several isolated occurrences of deformed granites of unknown age were investigated and are interpreted as belonging to the western border of the Lower Carboniferous Albtal granite. In a steeply WNW dipping and NNW-SSE-trending normal fault zone the contact between paragneisses and Albtal granite was subjected to ductile shearing, resulting in mylonitic s-c-fabrics in paragneisses, deformed granites, granitic dykes and aplites. The shear zone is of late Lower Carboniferous age and indicates an extensional stress field. In the paragneisses the local s-c-fabrics overprint a polyphase regional metamorphic history with four earlier distinct tectono-metamorphic events.

In the Hauenstein research area the four regional deformation events documented in the paragneisses are older than the intrusion of the Lower Carboniferous Hauenstein granite. The Hauenstein granite is only locally deformed. Deformation is not a typical feature of the whole granitic body. The mylonitic s-c-deformation structures in the granite and the surrounding gneisses were generated in three separate NNW-SSE-trending ductile normal fault shear zones in an extensional stress field, probably in late Lower Carboniferous time. Late variscan and post variscan brittle faults have cut and displaced the shear zones.

In all three research areas the deformation of Variscan granites took place in localized ductile shear zones. Outside those shear zones the investigated granites are undeformed. The shear zones were generated in a short period of time in the Lower Carboniferous. During this interval the stress field in the basement changed from compressional (Schlächtenhaus research area) to extensional (Säckingen - Wehr and Hauenstein research areas).

The presented study shows that Variscan granites in the Southern Black Forest underwent no regional deformation event. The granites were only subjected to local ductile deformation in Lower Carboniferous shear zones. Deformed Variscan granites can therefore be used as excellent indicators of Variscan shear zones.

Danksagung

Diese Arbeit entstand in zwei Phasen: Von 1986 - 1988 im Rahmen eines erfolgreich abgeschlossenen DFG-Projekts "Deformierte Granite und Scherzonen im südlichen Schwarzwald", betreut und gefördert durch Herrn Prof. Dr. F. Thiedig, dem dafür mein besonderer Dank gilt, und in einer zweiten Phase 2008 - 2009 mit der Fertigstellung der vorliegenden Dissertation.

Für ihre Bereitschaft, als Gutachter zur Verfügung zu stehen, bedanke ich mich bei Herrn Prof. Dr. G. Tietz und Herrn Prof. Dr. H. Schleicher.

Darüber hinaus möchte ich Dipl.-Bibl. Kirsten Schütt danken für die effektive und unkomplizierte Unterstützung bei der Literaturbeschaffung.

Des Weiteren möchte ich mich bei Dipl.-Min. Thomas Bisanz für die Bereitstellung der digitalen topographischen Kartengrundlagen bedanken.

Außerdem gilt mein Dank Dipl.-Geol. Annemarie Gerhard, durch deren tatkräftige Hilfe Vieles leichter und Manches überhaupt erst möglich wurde.

Meinem Ehemann Dipl.-Geol. Andreas Hincke danke ich herzlich für stete Bereitschaft zu kritischer und anregender Diskussion und für das sorgfältige Korrekturlesen.

Meiner Familie danke ich, dass sie mir den Freiraum ermöglichte, neben meiner aktiven Berufstätigkeit diese Dissertation fertig zu stellen.

Und zu guter Letzt danke ich allen, die nicht namentlich erwähnt sind, aber zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Inhaltsverzeichnis

	Kurzfassung	2
	Abstract	3
	Danksagung	5
1.	Einführung	9
1.1.	Geologisch-tektonische Entwicklung des Südschwarzwaldes	9
1.1.1.	Der Südschwarzwald aus plattentektonischer Sicht	9
1.1.2.	Die geologischen Struktureinheiten des südlichen Schwarzwaldes	10
1.1.2.1.	Genese des Südschwarzwälder Granit- und Gneiskomplexes	13
1.2.	Problemstellung	14
1.3.	Zielsetzung	16
1.4.	Zum Begriff des Mylonits	17
2.	Arbeitsgebiet Schlächtenhaus	20
2.1.	Petrographie	22
2.1.1.	Schiefer von Schlächtenhaus	22
2.1.2.	Granit von Schlächtenhaus	24
2.2.	Kontaktverhältnisse	26
2.2.1.	Kontakt Schiefer von Schlächtenhaus gegen Malsburggranit	26
2.2.2.	Kontakt Schiefer von Schlächtenhaus gegen Granit von Schlächtenhaus	31
2.2.3.	Kontakt Granit von Schlächtenhaus gegen Malsburggranit	31
2.2.4.	Kontakt zu jüngeren Ganggesteinen	32
2.3.	Regional wirksame duktile Deformationen	32
2.3.1.	Erste Deformation D1	33
2.3.2.	Zweite Deformation D2	33
2.3.3.	Dritte Deformation D3	35
2.3.4.	Vierte Deformation D4	36
2.3.5.	Metamorphosebedingungen	37
2.3.6.	Alter der regional wirksamen Deformationen	38
2.4.	Lokal wirksame duktile Deformationen	39
2.4.1.	Scherdeformation D5	40
2.4.1.1.	Mylonitische Schieferung s5m	41
2.4.1.2.	“Shear-band”-Schieferung s5s	43
2.4.2.	Scherdeformation D6	44
2.4.2.1.	Mylonitische Schieferung s6m	45
2.4.2.2.	“Shear-band”-Schieferung s6s	46
2.4.3.	Scherdeformation D5/D6 in den Schiefen von Schlächtenhaus	46

2.4.3.1.	Mylonitischen Schieferung s5/6m	47
2.4.3.2.	“Shear-band”-Schieferung s5/6s.....	48
2.4.4.	Scherdeformationen: Bewegungssinn, Alter und P-T-Bedingungen	49
2.5.	Bruchtektonik	52
2.6.	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	54
3.	Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr	56
3.1.	Petrographie	57
3.1.1.	Paragneise	57
3.1.2.	Deformierter Granit	58
3.1.3.	Albtalgranit	60
3.2.	Kontaktverhältnisse	61
3.2.1.	Kontakt deformierter Granit / Paragneis	61
3.2.2.	Kontakt deformierter Granit / Albtalgranit	62
3.2.3.	Kontakt Albtalgranit / Paragneis	66
3.2.4.	Kontakte der Ganggesteine zu den Nebengesteinen	66
3.3.	Chemische Analysen des deformierten Granits	68
3.4.	Regional wirksame duktile Deformationen	70
3.4.1.	Erste Deformation D1	70
3.4.2.	Zweite Deformation D2	70
3.4.3.	Dritte Deformation D3	71
3.4.4.	Vierte Deformation D4	72
3.4.5.	Metamorphosebedingungen	73
3.4.6.	Alter der regional wirksamen Deformationen	75
3.5.	Lokal wirksame duktile Deformationen	75
3.5.1.	Scherdeformation D5	75
3.5.1.1.	Mylonitische Schieferung s5m	76
3.5.1.2.	“Shear-band”-Schieferung s5s	80
3.5.2.	Grenzen und Verlauf der Scherzone	82
3.5.3.	Bewegungssinn in der Scherzone	82
3.5.4.	Metamorphosebedingungen	83
3.5.5.	Alter der Scherdeformationen D5	84
3.6.	Alter und Deutung des deformierten Granits	85
3.7.	Bruchtektonik	87
3.8.	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	88
4.	Arbeitsgebiet Hauenstein	90
4.1.	Petrographie	92
4.1.1.	Paragneise	92

4.1.2.	Granit von Hauenstein	93
4.2.	Chemische Analysen des Granits von Hauenstein	95
4.3.	Kontaktverhältnisse	97
4.4.	Regional wirksame duktile Deformationen	98
4.4.1.	Erste Deformation D1	98
4.4.2.	Zweite Deformation D2	98
4.4.3.	Dritte Deformation D3	98
4.4.4.	Vierte Deformation D4	99
4.4.5.	Metamorphosebedingungen und Alter der Deformationen	99
4.5.	Lokal wirksame duktile Deformationen D5	100
4.5.1.	Mylonitische Schieferung s5m	100
4.5.2.	“Shear-band“-Schieferung s5s	101
4.5.3.	Ablauf der Scherdeformationen	103
4.6.	Bruchtektonik	104
4.7.	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	105
5.	Synthese und Schlussfolgerungen	107
	Literaturverzeichnis	111
	Anhang I. Tabellen	122
	Radiometrische Altersdatierungen der Granite der drei Arbeitsgebiete ..	122
	Altersdaten und stratigraphische Gliederung des Karbons	123
	Koordinaten der isolierten Vorkommen des deformierten Granits	123
	Koordinaten der isolierten Vorkommen des Granits von Hauenstein	123
	Koordinaten der Probenpunkte der chemischen Analysen	123
	Verwendete Abkürzungen	124
	II. Flächendiagramme	125
	Flächendiagramme Arbeitsgebiet Schlächtenhaus	125
	Flächendiagramme Arbeitsgebiet Säckingen Wehr	127
	Flächendiagramme Arbeitsgebiet Hauenstein	129

1. Einführung

1.1. Geologisch-tektonische Entwicklung des Südschwarzwaldes

Der Schwarzwald liegt im Südwesten des deutschen Bundeslandes Baden-Württemberg und wird aus polymetamorphen Gneisen, Anatexiten sowie variskischen Graniten unterschiedlicher Altersstellung aufgebaut. Er gehört zusammen mit dem Böhmischem Massiv im E und den Vogesen, dem Französischen Zentralmassiv sowie dem Armorikanischen Massiv zur internen moldanubischen Zone (KOSSMAT 1927) der mitteleuropäischen Varisziden.

Als potentielle Lokation der Kontinentalen Tiefbohrung wurde der Schwarzwald Anfang der 1980er Jahre eingehend untersucht und eine Vielzahl neuer Erkenntnisse gewonnen. Insbesondere die tektonische Entwicklung - ob überwiegend variskisch (FLÖTTMANN 1988, EISBACHER et al. 1989) oder prävariskisch (WIMMENAUER et al. 1989) blieb damals offen.

In den letzten Jahren sind für den südlichen Schwarzwald vor allem plattentektonische Fragestellungen in den Vordergrund des Interesses gerückt. Im Zuge von Neukartierungen, verlässlicheren Altersbestimmungen, Spezialuntersuchungen und auch Neubewertungen früherer Erkenntnisse wurde im Südschwarzwald u. a. ein Deckenbau beschrieben (HANN und SAWATZKI 1998) und die Badenweiler-Lenzkirch-Zone als plattentektonische variskische Suture interpretiert (LOESCHKE et al. 1998). Dadurch ergibt sich eine modifizierte Einstufung für den Ablauf prägender Metamorphose- und Deformationsereignisse.

1.1.1. Der Südschwarzwald aus plattentektonischer Sicht

Die plattentektonische Entwicklung der mitteleuropäischen Varisziden ist vielfach detailliert beschrieben worden (u. a. FRANKE et al. 1995, FRANKE 2000; BACHTADSE 1998; TAIT et al. 1997, 2000; MCKERROW et al. 2000). In paläogeographischen Detailfragen besteht aber aufgrund unterschiedlicher wissenschaftlicher Ansätze und Arbeitsmethoden bis heute kein Konsens.

Nach TAIT et al. (1997) stellt sich die plattentektonische Entwicklung der mitteleuropäischen Varisziden wie folgt dar:

Die mitteleuropäischen Varisziden werden aus einer Ansammlung von Mikroplatten aufgebaut. Diese lösten sich im Ordovizium und Silur vom Nordrand Gondwanas und begannen infolge von rifting eine Norddrift. Zwischen Mitteldevon und Unterkarbon wurden die durch rifting entstandenen Ozeane subduziert und als Folge kollidierten die Mikroplatten erst mit dem Nordkontinent Laurussia, dann untereinander und schließlich mit den ebenfalls nach Norden driftenden Großkontinent Gondwana.

Plattentektonische Modelle für den südlichen Schwarzwald, die das vorgestellte Konzept der mitteleuropäischen Varisziden ergänzen, wurden von GÜLDENPFENNIG & LOESCHKE (1997) und LOESCHKE et al. (1998) entworfen und von HANN (2003) weiterentwickelt:

Danach befand sich im heutigen südlichen Schwarzwald im Zeitraum vom Silur bis zum Unterkarbon eine Subduktionszone, an der ozeanische Kruste nach Norden unter einen aktiven Kontinentalrand samt einem zugehörigen magmatischen Bogen subduziert wurde. Der heutige Randgranit nördlich der Badenweiler-Lenzkirch-Zone repräsentiert das plutonische Stockwerk dieses magmatischen Bogens und stellt nach HANN et al. (2003) "die Wurzel des aktiven Kontinentalrandes" dar.

Dem aktiven Kontinentalrand war südlich ein Akkretionskeil vorgelagert (Teile der Badenweiler-Lenzkirch-Zone), der Reste von Ophiolithen enthält, die im Zuge der Subduktion eingeschuppt worden sind.

Nach vollständiger Subduktion der ozeanischen Kruste erfolgte die Kollision eines Krustenblocks (HANN et al. 2003) oder sogar Gondwanas (FRISCH & MESCHEDE 2005) mit dem aktiven Kontinentalrand. Die Kollision führte zu Krustenverdickung und Deckenstapelung und wurde von einer HT-LP-Metamorphose im Unterkarbon vor 335-330 ma. (KALT et al. 1994, LIPPOLT et al. 1994) begleitet, die zu teilweiser Krustenaufschmelzung führte. Postkollisional drangen zwischen 334 und 332 ma. (SCHALTEGGER 2000) granitische Intrusionen auf. FRISCH & MESCHEDE (2005: S. 166) stellen die beschriebene Kollisionszone in einen größeren, über den Südschwarzwald hinausreichenden Rahmen und vermuten, dass sie einen Teil der moldanubischen Suture darstellt. Sie sind der Meinung, dass im Südschwarzwald die Kollision mit Gondwana erfolgt ist.

1.1.2. Die geologischen Struktureinheiten des südlichen Schwarzwaldes

Der Südschwarzwald im geologischen Sinne beginnt am N-Rand der schmalen E-W-streichenden, durch paläozoische Sedimente geprägten Badenweiler-Lenzkirch-Zone (BLZ), in etwa entlang einer Linie mit den Orten Badenweiler - Bernau - Lenzkirch. Südlich der BLZ wird der Südschwarzwald aus Kristallingesteinen gebildet und erstreckt sich über 25 km bis an den Hochrhein im S, wo er flexurartig unter den Schweizer Tafeljura abtaucht (WIRTH 1984). Nur im SW reicht das kristalline Basement nicht bis an den Hochrhein heran, sondern ist an der Störung Kandern - Hausen - Raitbach, an die sich im S die Deckgebirgssedimente der Dinkelbergscholle anschließen, in die Tiefe abgesenkt worden. Die westliche Begrenzung des Südschwarzwaldes bilden die N-S-streichenden Randverwerfungen des Oberrheingrabens und, gegen die Dinkelbergscholle, die ebenfalls N-S-verlaufende Bruchzone von Wehr. Nach E taucht das Grundgebirge des Südschwarzwaldes flach unter das Mesozoikum des Schwäbischen Schichtstufenlandes ab.

Von N nach S gliedert sich der Südschwarzwald (s. Abb. 1, S. 12) in die zwei geologisch-tektonischen Einheiten der Badenweiler-Lenzkirch-Zone (BLZ) und des Südschwarzwälder Granit- und Gneiskomplexes (SGGK), die nachfolgend kurz charakterisiert werden:

Die BLZ ist eine 40 km lange und 3 - 5 km breite, E-W-streichende Grabenzone, in der zwischen metamorphen paläozoischen Schieferungen im N und S im zentralen Teil nichtmetamorphe Sedimentite und Vulkanite oberdevonischen bis unterkarbonen Alters erhalten geblieben sind. Die meisten Gesteine der BLZ sind mehrfach stark tektonisch beansprucht worden - sie wurden zerschert, verschuppt, gefaltet und steilgestellt und über weite Strecken kataklastisch überprägt (SAWATZKI & HANN 2003 a). Nach N taucht die BLZ entlang einer steil nach N bzw. NW einfallenden Mylonitzone (MAASS 1981) unter die Gneise des Mittleren Schwarzwaldes ab.

Die BLZ wurde bis Mitte der 1990er Jahre nur als unterkarbone dextrale Seitenverschiebung bzw. Scherzone beschrieben (u. a. KROHE 1996), neuere Forschungsergebnisse von LOESCHKE et al. (1998), GRULER et al. (1999) und HANN & SAWATZKI (2000) lassen aber den Schluss zu, dass es sich bei dieser Zone gleichzeitig auch um eine variskische Suturzone handelt. Sie trennt zwei unterschiedliche Grundgebirgseinheiten (Zentralschwarzwälder Gneismasse im Norden vom Südschwarzwälder Granit- und Gneiskomplex im Süden), die sich sowohl nach lithologischen Gesichtspunkten (u. a. WIMMENAUER 1984, STENGER et al. 1989) als auch in Teilen ihres Metamorphoseverlaufs (KALT et al. 2000) voneinander unterscheiden.

Der Südschwarzwälder Granit- und Gneiskomplex (SGGK) schließt sich im S an die BLZ an. Er wird geprägt durch zahlreiche großflächig aufgeschlossene Granodiorit- und Granitintrusionen unterkarbonen Alters, die meist kleine, unzusammenhängende Gneis-Areale umgeben, die als Reste ihres Intrusionsrahmens erhalten geblieben sind. Die Magmatite wurden in der Mehrzahl bis auf ihr Intrusionsniveau abgetragen und belegen dadurch ein sehr tief angeschnittenes Krustenstockwerk (HOENES 1956). Im nördlichen Bereich des Südschwarzwälder Granit- und Gneiskomplexes wurde von HANN und SAWATZKI (1998) ein Deckenbau erkannt.

Der südlichste Bereich des SGGK wird als Vorwaldscholle bezeichnet. Er ist durch die Vorwaldstörung - eine permisch angelegte und paläogen wieder aufgelebte NW-SE verlaufende dextrale Blattverschiebung mit steil gegen S gerichtetem Abschiebungscharakter (METZ und REIN 1958) vom übrigen Südschwarzwald abgetrennt. Die Vorwaldscholle wird überwiegend aus polymetamorphen Paragneisen und Paragneisanatexiten aufgebaut, in die einzelne, meist kleinere Granitplutone intrudiert sind. Diese Granite sind in der Mehrzahl dachnah angeschnitten und zeugen dadurch von einem höheren Krustenstockwerk als nördlich der Vorwaldstörung (METZ 1980).

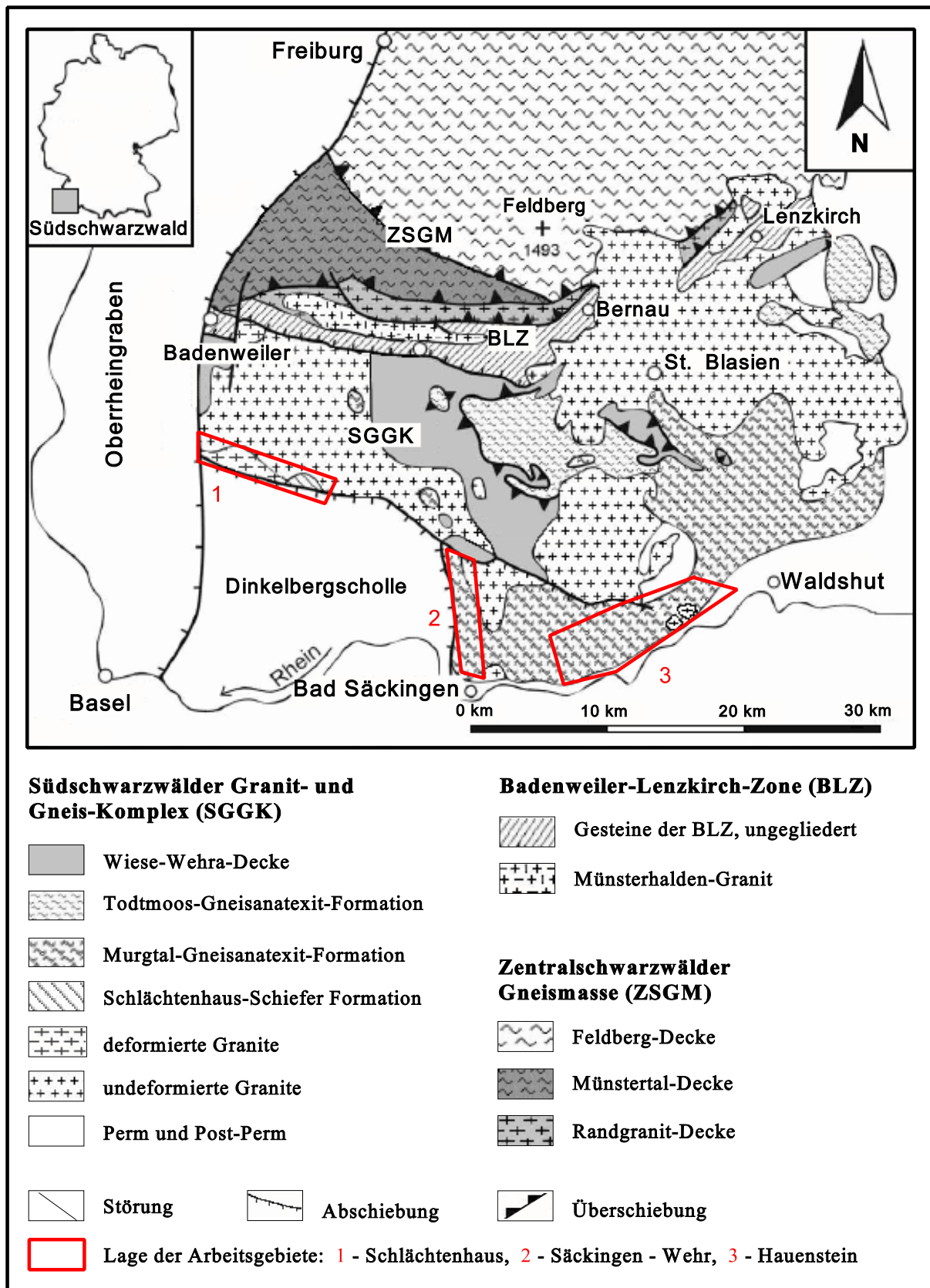


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des südlichsten Schwarzwaldes (verändert nach SA-WATZKI und HANN 2003). Angegeben ist auch die Lage der drei Arbeitsgebiete.

1.1.2.1. Genese des Südschwarzwälder Granit- und Gneiskomplexes

Die metamorphen Gesteine des Südschwarzwaldes lassen sich in drei strukturell unterschiedliche Einheiten gliedern:

- C die Wiese-Wehra-Formation (diW; früher Wehra-Wiesental-Diatexit): ein Komplex aus “granitisierten” Biotit-Gneisen mit Linsen aus Amphiboliten, Metagrabbros und Metaanorthositen (HANN & SAWATZKI 1998). Als Sedimentationsalter wird von SAWATZKI & HANN (2003 a) Ordovizium, vom LGRB (2005 b) Silur angegeben.
- C die Todtmoos-Gneisanatexit-Formation (gnT): vorwiegend feinkörnige helle Alk’Feldspat-reiche Gneise mit straffen, feinlagigen Regelungsgefügen. Sie führen lokal granulitfazielle Relikte (HANEL und WIMMENAUER 1990) und haben eine zweiphasige metamorphe Entwicklung mit einer HT-HP-Metamorphose und einer späteren Überprägung durch eine HT-LP- Metamorphose (SEBERT & WIMMENAUER 1992) erfahren. Als Sedimentationsalter wird Kambrium vermutet (LGRB 2005 b).
- C die Murgtal-Gneisanatexit-Formation (gnM): relativ monotone Gneiseinheit aus Bi-Crd-Sil-Gneisen mit Einschaltungen von Pyroxengneisen, quarzitischen Gneisen und Kalksilikatfelsen. Anzeichen für eine HT-HP-Metamorphose fehlen; lokal finden sich Relikte einer MT-MP-Metamorphose. Gefügeprägend war eine spätere HT-LP-Metamorphose (u. a. KALT et al. 2000). Als Protolithalter wird Mittelordovizium bis Silur angesetzt (LGRB 2005 b).

Es ist bisher nicht klar, wie diese drei Formationen zusammengehören. Betrachtet man das Metamorphosegeschehen, so wurden alle in einem letzten und gefügeprägenden Akt von einer HT-LP-Metamorphose im Unterkarbon betroffen, haben aber vorher eine unterschiedliche tektonometamorphe Entwicklung durchlaufen (u. a. KALT et al. 2000).

Heute liegen die drei Einheiten als Decken übereinander gestapelt: Die Wiese-Wehra-Formation wurde als Decke auf Gneise der Todtmoos-Gneisanatexit-Formation und z. T. auch der Murgtal-Gneisanatexit-Formation aufgeschoben (HANN und SAWATZKI 1997, 1998), und auch zwischen den Gneisen der Todtmoos-Gneisanatexit-Formation und der Murgtal-Gneisanatexit-Formation bestehen nach HANN & SAWATZKI (2000) Hinweise auf einen Deckenkontakt.

Der tektonische Werdegang des Grundgebirges des Südschwarzwaldes (und auch des Mittleren Schwarzwaldes) ist bis heute nur unvollständig geklärt und wird immer noch kontrovers diskutiert (siehe dazu KALT et al. 2000).

Zurzeit stellt sich der zeitliche Verlauf der tektonometamorphen Entwicklung im Südschwarzwald folgendermaßen dar:

- C (fragliches) Kambrium bis Silur: Bildung mariner Sedimente als Edukte der späteren Gneise und Anatexite (LGRB 2005 b)
- C vor ca. 350 ma. Schließung des Ozeans zwischen nördlichem und südlichem Terran - dem heutigen Mittleren- und Südlichen Schwarzwald (HANN et al. 2000 b)
- C vor 350 - 347 ma. Beginn der Plattenkollision (HANN et al. 2000 b) und dadurch ausgelöste teilweise Anatexis im diW (347 - 349 ma.) und anschließende Bildung magmatischer Gänge im diW vor 341- 344 ma. (CHEN 1999)
- C vor 342 - 328 ma. Deckenüberschiebung des diW auf die gnT-Gneise im Rahmen von Krustenstapelung (HANN & SAWATZKI 2000)
- C etwa zwischen 337 und 332 ma. (KALT et al. 1994 b) HT-HP-Metamorphose in einem Teil der Gneise (gnT-Gneise)
- C vor etwa 335 - 330 ma. prägende HT-LP-Metamorphose in sämtlichen Gneisen (KALT et al. 1994 a, LIPPOLT et al. 1994), die alle früheren metamorphen Ereignisse überprägte (KALT et al. 2000)
- C postkollisional, im direkten Anschluss an die HT-LP-Metamorphose annähernd zeitgleiches Aufdringen verschiedener Granitintrusionen vor 334 - 332 ma. in die Kristallinblöcke (SCHALTEGGER 2000); dabei bleibt eine zeitlich wie stofflich gerichtete magmatische Entwicklung von älteren Zweiglimmergraniten zu jüngeren Biotitgraniten bis zu den jüngsten Zweiglimmergraniten (EMMERMANN 1977) aus den Verbandsverhältnissen ablesbar
- C vor 332 - 325 ma. durchschlugen Ganggesteine alle älteren Einheiten und markierten das Ende der variskischen Gebirgsbildung (SAWATZKI und HANN 2003 a).

Aus den Verbandsverhältnissen ergibt sich, dass die Metamorphose samt gefügeprägender Deformation in den Gneisen älter ist als die Intrusion der Hauptmasse der Granite. Bei Beachtung der Intrusionsalter der Granite von 334 - 332 ma. bleibt als Zeitfenster für die prägende HT-LP-Metamorphose nur noch der eingeschränkte Rahmen von 335 - 333 ma.. Es ergibt sich eine geologisch sehr schnelle zeitliche Abfolge der tektono-metamorphen Ereignisse, die ihren Höhepunkt im mittleren Unterkarbon (Visé) hatten (vgl. stratigraphische Tab. 9, Anhang S. 123).

1.2. Problemstellung

Im Südschwarzwald sind an mehreren Stellen Zweiglimmergranite mit Deformationsgefügen aufgeschlossen. Sie zeichnen sich alle durch ein planares Schieferungsgefüge, häufig auch zusätzlich durch ein lineares Deformationsgefüge aus, durch das sie sich eindeutig von undefor-

mierten variskischen Graniten unterscheiden.

Früher benannte man diese deformierten Granite als "syntektonische" Granite (z. B. METZ 1980) und vermutete ein oberdevonisches Alter, da sie sich nach den Verbandsverhältnissen immer als die ältesten variskischen Granite erwiesen. Für den Granit von Schlächtenhaus, einen der typischen Vertreter der deformierten Granite, ist inzwischen ein unterkarbones Alter von 334 ± 2 ma. (SCHALTEGGER 2000) nachgewiesen worden. Auch der Granit von Hauenstein fällt mit seinen radiometrischen Altersdaten noch ins Unterkarbon (s. Tab. 8, Anhang S. 122).

Vergleichende tektonische Untersuchungen der verschiedenen deformierten Zweiglimmergranite und der sie umgebenden Gneise bzw. Schiefer fehlen bis heute. Deshalb existieren sehr unterschiedliche Deutungen ihrer Gefüge:

- C EMMERMANN (1977) zieht u. a. aus der fast identischen stofflichen Zusammensetzung aller deformierten Südschwarzwälder Granite den Schluss, dass sie die äußerste Schicht eines großen Granitgewölbes darstellen, das nur noch in Resten erhalten ist. In den Kern dieses Gewölbes sind sukzessive jüngere Granite intrudiert, die keine Deformationserscheinungen mehr aufweisen. Durch diese Deutung impliziert EMMERMANN (1977) eine regional wirksame variskische Deformation der ältesten Granite.
- C Nach HOENES (1948) und MAASS (1983) ist die Verbreitung der deformierten Granite räumlich eng an die zwei von ihnen postulierten variskischen Südschwarzwälder Hauptüberschiebungszonen (Badenweiler - Lenzkirch und Kandern - Schlächtenhaus - Tiefenstein) gebunden. Der Deformation wird damit nur lokaler Charakter in diesen Zonen zugesprochen.

Tektonische Untersuchungen durch HINCKE & THIEDIG (1988) sowie durch ECHTLER & CHAUVET (1992) haben inzwischen gezeigt, dass die Deformationsgefüge des Granits von Schlächtenhaus als Folge lokaler variskischer Scherbewegungen zu deuten sind.

Ob eine solche Scherdeformation auch für das Deformationsgefüge im Zweiglimmergranit von Hauenstein verantwortlich ist, ist bisher nicht untersucht worden. Dieser Granit nimmt insofern eine Sonderstellung unter den deformierten Graniten ein, weil er nicht, wie alle anderen deformierten Granite des Südschwarzwaldes (MAASS 1981), mehr oder weniger konkordant in Gneise bzw. andere Metamorphite eingeregelt ist. Er zeigt in allen Aufschlüssen eine diskordante Stellung im Gneisverband (METZ 1980: S. 58). Auf die besondere Bedeutung des Granits von Hauenstein für die tektonische Interpretation des Südschwarzwälder Grundgebirges weist HUBER-ALEFFI (1984) hin.

Im Rahmen mehrerer Diplomarbeiten einer Hamburger Arbeitsgruppe wurden zwischen 1983 und 1987 zahlreiche kleinere Vorkommen bis dahin nicht bekannter geschieferter Biotitgranite zwischen Bad Säckingen und Wehr beschrieben, die sich durch ein zweifaches planares Defor-

mationsgefüge auszeichnen. Beide Schieferungen treten mit gleicher Stärke und Richtung auch in den benachbarten Paragneisen auf und sind als Schergefüge zu deuten (HINCKE und THIEDIG 1987).

Ob es sich bei den von der Hamburger Arbeitsgruppe kartierten gescherten Graniten um einen bisher nicht bekannten Vertreter der Gruppe der deformierten älteren (Zweiglimmer-) Granite handelt, ist nicht sicher. Denkbar wäre auch die Existenz einer deformierten Randzone des Albtalgranits, der in unmittelbarer Nähe der geschieferten Granite vorkommt und diesen Gesteinen, abgesehen vom fehlenden Deformationsgefüge, recht ähnlich sieht. Untersuchungen hierzu fehlen bislang.

Als einen deformierten Randbereich des Albtalgranits beschreiben ECHTLER und CHAUVET (1992) das deformierte Gestein, ohne diese Zuordnung allerdings zu belegen oder zur Diskussion zu stellen. Sie leiten aus der Existenz der dortigen Scherzone Änderungen des Großspannungsfeldes für den Südschwarzwald ab und nutzen das Alter des Albtalgranits zur zeitlichen Einstufung dieser Vorgänge.

Durch die allgemein anerkannte prägende Deformation der Gneise durch eine HT-LP-Metamorphose vor etwa 335 - 330 ma. (KALT et al. 1994 a, LIPPOLT et al. 1994) und ein annähernd zeitgleiches Aufdringen granitischer Intrusionen (SCHALTEGGER 2000) gewinnt auch die Frage eines möglichen regionalen Deformationsgefüges in deformierten Graniten wieder an Relevanz. Nach den Verbandsverhältnissen sind die Granite jünger als die Gneise, aber gerade bei den ältesten Graniten wäre durchaus auch eine Einbeziehung in regionale Deformationsvorgänge zumindest vorstellbar.

Vergleichende Gefügeuntersuchungen von Gneisen und deformierten Graniten, eine genaue Strukturanalyse und ein Vergleich der Metamorphosebedingungen verschiedener deformierter Granite ist somit von entscheidender Bedeutung für Aussagen bezüglich der variskischen Deformation des Südschwarzwaldes.

1.3. Zielsetzung

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, mittels strukturanalytischer Untersuchungen einen Beitrag zur tektonischen Entwicklung des Grundgebirges des Südschwarzwaldes, insbesondere im Hinblick auf die Existenz lokaler variskischer Bewegungszonen, sowie auf eine Trennung regional und lokal angelegter Deformationsgefüge, zu leisten.

Exemplarisch sollen drei Gebiete bearbeitet werden, in denen jeweils ein deformierter Granit an Gneise bzw. Schiefer und auch an undeformierte Granite grenzt. Im einzelnen handelt es sich

um den Granit von Schlächtenhaus (Arbeitsgebiet Schlächtenhaus), um die deformierten Granitvorkommen zwischen Bad Säckingen und Wehr (Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr) und um den Granit von Hauenstein (Arbeitsgebiet Hauenstein). Die Lage der drei Arbeitsgebiete ist Abb. 1, S. 12, zu entnehmen.

Durch eine Nachkartierung der Kontaktbereiche der geschieferten Granite im Maßstab 1:10.000 soll in den Arbeitsgebieten Schlächtenhaus und Hauenstein überprüft werden, ob sich in diesen Bereichen variskische Bewegungszonen verbergen. Eine besondere Bedeutung hat die Bearbeitung der Kontaktverhältnisse im Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr. Dort soll über Profile geschieferter Granit / Albtalgranit sowie anhand chemischer Analysen geklärt werden, ob der geschieferte Granit ein eigenständiges (älteres?) Gestein oder einen deformierter Randbereich des Albtalgranits darstellt.

Durch eine kombinierte makroskopische und mikroskopische Gefügeanalyse sollen im Gelände und an orientierten Handstücken / orientierten Dünnschliffen Anzahl, Richtung und Art der Deformationen in geschieferten Graniten sowie ihren Nebengesteinen festgestellt werden. Weiterhin ist beabsichtigt, mit Hilfe von Indexmineralen bzw. den Rekristallisationstemperaturen von Quarz, Biotit und Feldspat den Metamorphosegrad der einzelnen Deformationen abzuschätzen. Ein Vergleich der Deformationen / Metamorphosen in geschieferten Graniten und ihren Nebengesteinen ermöglicht somit eine Trennung von älterem und jüngerem variskischen Gefügeinventar in den Gneisen und Schiefen.

Makroskopische und mikroskopische Profilbearbeitungen in deformierten Graniten, Gneisen und Schiefen sollen Aufschluss geben über mögliche Veränderungen der Deformationsstärke und des Metamorphosegrades in den variskisch angelegten Gefügen. Die Profilbearbeitungen zielen unter Einbeziehung der Kartiererergebnisse darauf ab, die lokale bzw. regionale Wirksamkeit variskischer Deformationen zu klären.

1.4 Zum Begriff des Mylonits

Der Begriff "Mylonit" wird in den nachfolgenden Kapiteln häufig benutzt und ist von erheblicher Bedeutung für die Interpretation der variskischen Tektonik. Eine Begriffsbestimmung erscheint notwendig, da bis in 1970er Jahre hinein der Terminus ganz unterschiedlich verwendet und definiert wurde. Bis in diese Zeit wurden in der Regel solche Gesteine als Mylonit bezeichnet, deren Genese durch Kataklyse und daraus resultierende Kornverkleinerung erklärt wurde (z. B. HIGGINS 1971).

Erst in den 1970er Jahren setzt sich die auf Untersuchungen von THEODORE und CHRISTIE (1969) sowie insbesondere von BELL und ETHERIDGE (1973) gründende Erkenntnis durch, dass Kornverkleinerung auch im Zuge duktiler Verformung mit gleichzeitig stattfindender syn-

tektonischer Rekrystallisation bewirkt werden kann. Seither werden, vor allem in der englischsprachigen Literatur (z. B. SIBSON 1977, WHITE et al. 1980, WISE et al. 1984), solche Gesteine als Mylonite bezeichnet, die als Folge duktiler Verformung in warmen Scherzonen entstanden sind.

HEITZMANN (1985) definiert den “modernen” Begriff des Mylonits in Anlehnung an den englischen Gebrauch erstmals für den deutschen Sprachraum. Unter Myloniten versteht er “stark deformierte Festgesteine mit einer deutlichen Planartextur, meist verbunden mit einem Streckungslinear, beides als Ausdruck einer Scherverformung im duktilen Bereich. ... Charakteristisch für Mylonite sind die stark reduzierte Korngröße (durch dynamische Rekrystallisation) verbunden mit Relikten des alten Gefügebestandes als Porphyroklasten. ... Mylonite finden sich vielfach in eng begrenzten Zonen hoher Verformung (Scherzonen).”

In diesem Sinne wird der Begriff Mylonit im Folgenden benutzt.

Mylonitische Gesteine besitzen aufgrund ihrer Genese in duktilen Scherzonen häufig charakteristische Gefügemerkmale, durch die sie sich von regional deformierten Gesteinen unterscheiden. Vor allem feinkörnige Mylonite weisen häufig ein zweifaches Schieferungsgefüge auf (u. a. BELL 1978, PLATT 1979). Dieses setzt sich zusammen aus einem mehr oder weniger ausgeprägten Lagengefüge, nach dem die Minerale geregelt sind (im Folgenden als mylonitische Schieferung bezeichnet), sowie aus feinen, meist schmalen Scherbändern (“shear-band”-Schieferung), die die mylonitische Schieferung durchsetzen und rotieren (s. u.).

Beide Schieferungen werden im Zuge der gleichen Scherung, aber nach WHITE et al. (1980) zu unterschiedlichen Zeitpunkten (einaktig aber zweiphasig) und mit unterschiedlicher Orientierung angelegt. Die mylonitische Schieferung entsteht bei beginnender Scherung und besitzt initial einen Winkel von 45° zur Scherzonenbegrenzung (RAMSAY 1980). Sie nimmt den Hauptscherstrain auf und bewirkt eine kräftige Korngrößenreduktion des Mineralbestandes bei gleichzeitiger syntektonischer Rekrystallisation. Die “shear-band”-Schieferung dagegen wird nach WHITE et al. (1980) spätdeformativ angelegt und repräsentiert die letzte Phase der duktilen Deformation in einer Scherzone bei schon fallenden Temperaturen. Sie verläuft stets parallel zu den Rändern der Scherzone und behält auch bei progressiver Deformation ihre Lage bei (BERTHÉ et al. 1979). Verbreitet bewirkt sie eine Rotation der mylonitischen Schieferung. Allgemein ist zu beobachten, dass mit zunehmender Deformationsstärke und damit verbundenen engständigeren “shear-band”-Flächenscharen, der Winkel zwischen mylonitischer Schieferung und “shear-band”-Schieferung, der an den Rändern der Scherzone 45° beträgt, abnimmt und in Bereichen stärkster Deformation gegen 0° strebt. Hier verlaufen deshalb beide Schieferungen parallel zu den Scherzonenbegrenzungen.

Neben der in dieser Arbeit in Anlehnung an WHITE et al. (1980) verwendeten Benennung der beiden Schieferungen einer Scherzone als mylonitische Schieferung (s[5]m) und “shear-band”-

Schieferung (s[5]s) ist auch der von BERTHÉ et al. (1979) geprägte Begriff der s- und c-Flächen bzw. des s-c-Gefüges gebräuchlich (s für schistosite = Schieferung, c für cisaillement = Scherung) und beschreibt identische Gefüge.

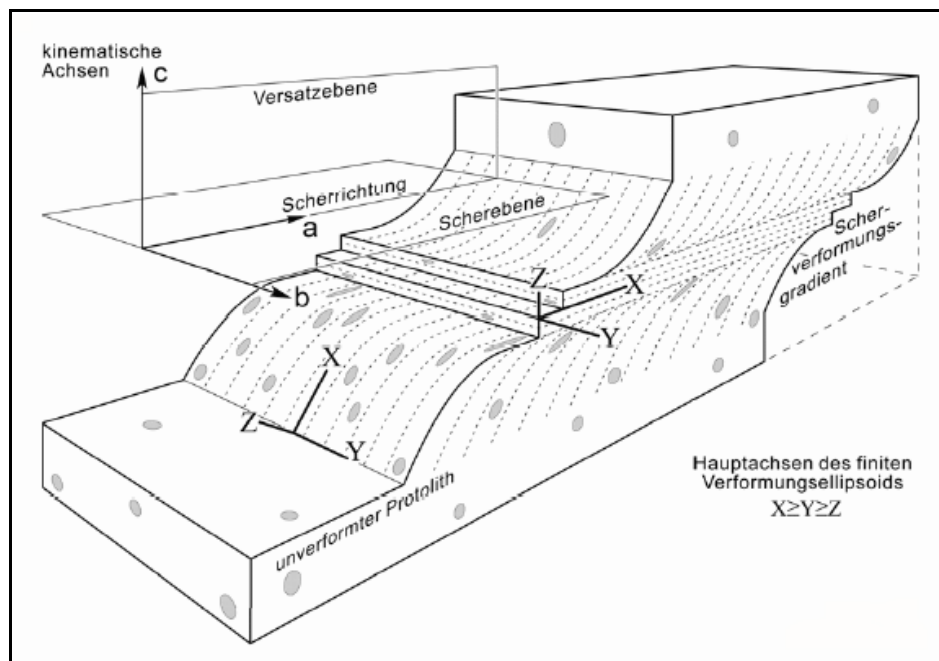


Abb. 2: Schematisches Blockbild einer duktilen Scherzone (aus BURG 2001)

Charakteristisch für Mylonite ist ihr Auftreten in langgestreckten schmalen Zonen. Sie können ursprünglich weit voneinander entfernt gebildete Gesteinsbereiche oder aber solche aus unterschiedlichen Tiefenstockwerken miteinander in Kontakt bringen (VINX 2008; vgl. auch Abb. 2).

Mylonite können in unterschiedlicher Menge größere Minerale des Ursprungsgesteins enthalten, die nicht, wie der Rest des Gesteins, durch syntektonische Rekristallisation, sondern durch Kataklase auf die Beanspruchung reagiert haben. Solche Komponenten werden als Porphyroklasten bezeichnet. Beginnen auch sie bei höheren Temperaturen syntektonisch zu rekristallisieren, so werden sie zu Porphyroblasten (EISBACHER 1996). Gesteine mit starker Sprossung von Porphyroblasten werden hin und wieder auch als Blastomylonite bezeichnet.

Nach dem relativen Anteil von Porphyroklasten zur feinkörnigen Matrix werden Mylonite nach VINX (2008) klassifiziert in

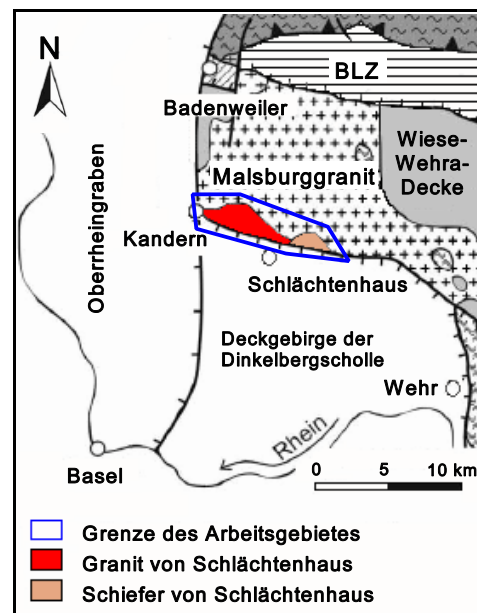
- C Protomylonite: mehr als 50% Porphyroklasten; (Anfangsphase der Mylonitisierung)
- C Mylonite: 10 - 50% Porphyroklasten
- C Ultramylonite: weniger als 10% meist kleinere Porphyroklasten.

2. Arbeitsgebiet Schlächtenhaus

Das ca. 9 km² große Arbeitsgebiet Schlächtenhaus liegt im südwestlichen Südschwarzwald, etwa 20 km nordnordöstlich von Basel, in einem Dreieck, das durch die Orte Kandern im W, Lehnacker im NE und Farnbuck im SE begrenzt wird. Es umfasst die Verbreitungsgebiete der Schieferscholle von Schlächtenhaus und des Granits von Schlächtenhaus sowie den daran im N angrenzenden Randbereich des Malsburggranits (Abb. 3).

Die Südgrenze des Arbeitsgebietes wird durch die WNW-ESE-streichende Störung Kandern - Hausen - Raitbach gebildet. Diese markante, permisch angelegte und känozoisch wieder aufgelebte Abschiebung (u. a. ECHTLER et al. 1991) grenzt das kristalline Grundgebirge im N von den Perm- und Trias-Sedimenten der Dinkelbergscholle im S ab. Im Gelände ist die Störung als morphologische Stufe sowohl gegen den Granit von Schlächtenhaus als auch in geringerem Maße gegen die Schiefer von Schlächtenhaus ausgeprägt.

Abb. 3: Lage des Arbeitsgebietes Schlächtenhaus im westlichen Südschwarzwald mit Hervorhebung der kartierten geologischen Einheiten



Auch die Westgrenze des Arbeitsgebietes wird durch eine bedeutende känozoische Abschiebung, die N-S-streichende Schwarzwaldrandverwerfung, gebildet. Sie fällt steil nach W ein und trennt die Vorbergzone mit ihren mesozoischen und känozoischen Sedimenten, die tektonisch schon dem Oberrheingraben zugehört, vom Südschwarzwälder Grundgebirge.

Die ältesten Gesteine im Arbeitsgebiet sind die Schiefer der Schlächtenhaus-Schiefer-Formation. Acritarchen- und Chitinozoenfunde "... ergaben Hinweise auf spätpräkambrisches bis kambrisches Alter" (HANN & SAWATZKI 1998). Die Schiefer treten nur in einer kleinen, kaum einen km² großen Scholle benachbart zur Störung Kandern - Hausen - Raitbach auf und haben eine Mächtigkeit größer 150 m (LGBR 2005 a).

Im W, N und E wird die Schieferscholle umgeben von zwei mineralogisch und geochemisch unterschiedlichen Graniten, dem Granit von Schlächtenhaus und dem Malsburggranit. Der in älteren geologischen Karten noch verzeichnete Blaugranit wird seit 2003 im Bereich Schlächtenhaus dem Malsburggranit zugerechnet (u. a. SAWATZKI & HANN 2003 a, b).

Der Granit von Schlächtenhaus und der Malsburggranit haben beide nach neueren Untersuchungen unterkarbones Alter, was gut zu den plattentektonischen Vorstellungen zur Schwarzwaldgenese passt. SCHALTEGGER (2000) ermittelte für den Granit von Schlächtenhaus ein Alter von 334 ± 2 ma. ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, Monazit) und für den Malsburggranit ein Alter von ca. 333 ± 2 ma. ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Zirkon). Auch die Kontaktbeziehungen zwischen beiden Graniten zeigen, dass der Malsburggranit die jüngere der beiden Intrusionen ist.

Radiometrische Gesamtgestein-Altersdatierungen von BREWER und LIPPOLT (1972) und LEUTWEIN und SONET (1974), die ein oberdevonisches Alter für den Granit von Schlächtenhaus ergaben (vgl. Tab. 8, Anhang S. 122), sind aufgrund der Bestimmungsmethoden mit zu großen Fehlern behaftet und werden heute nicht mehr als Alterswerte herangezogen (pers. Mitt. H. ZEDLER, Landesamt für Geologie, Umwelt und Rohstoffe im Regierungspräsidium Freiburg, Baden Württemberg, 2009).

Sowohl der Granit von Schlächtenhaus als auch der Malsburggranit werden von Granitporphyr- und Lamprophyr-Gängen durchschlagen. Für sie sind im Südschwarzwald radiometrische Alter zwischen 314 ± 1 ma. und 333 ± 5 ma. ermittelt worden (KÖBEL-EBERT 1995, HEGNER et al. 1998, SCHALTEGGER 2000) mit einem deutlichen Maximum bei 332 ma.

Schon NEUMANN (1912) beschrieb ein Schieferungsgefüge im Granit von Schlächtenhaus und in den Schiefen von Schlächtenhaus. Bei späteren Bearbeitungen der Gesteine (u. a. durch HOENES 1948, STOBBER 1954, METZ & REIN 1957, 1958, EINFALT 1971, ROCKENBAUCH 1984) standen meist petrographische oder bruchtektonische Untersuchungen im Vordergrund, wobei die Deutung der Deformationsgefüge des Granits strittig blieb. So stufte HOENES (1948) die Deformationen als "parakristallin" und oberkarbonisch ein, STOBBER (1954) erkannte sie als "kataklatisch" und EINFALT (1971) hielt die Anlage der Gefüge für "postkristallin". Ebenfalls unklar blieb, ob und inwieweit sich die Deformationsgefüge im Granit und den benachbarten Schiefen entsprechen.

Erst die tektonische Bearbeitung des Granits und der Schiefer von Schlächtenhaus durch HINCKE & THIEDIG (1988) und durch ECHTLER & CHAUVET (1992) zeigten auf, dass im Granit von Schlächtenhaus ein mylonitisches s-c-Schergefüge vorhanden ist, dass sich auch in die Schiefer fortsetzt und dort ältere Gefüge überprägt.

Ziel der Untersuchungen im Arbeitsgebiet Schlächtenhaus war eine Bearbeitung der im Granit von Schlächtenhaus vorliegenden Scherzone und eine vergleichende Gefügeanalyse der Deformationsgefüge der Schiefer und des Granits von Schlächtenhaus. Durch sie bot sich die Möglichkeit, die unterkarbonen Scherdeformationen des Granits von den älteren Deformationen der Schiefer abzutrennen, über die nichts Näheres bekannt war.

Um einerseits die Deformationsstärke im Granit und den Schiefen zu ermitteln, andererseits die Kontaktverhältnisse bezüglich einer sich über die Grenze des Granits von Schlächtenhaus fortsetzenden Scherdeformation beurteilen zu können, wurde eine Kartierung im Maßstab 1:10.000 vom Granit von Schlächtenhaus, den Schiefen von Schlächtenhaus und einem ca. 500 m breiten Randsaum im Malsburggranit angefertigt. Die Untersuchung der Kontaktverhältnisse zielte darauf ab, eine zeitliche Obergrenze für die Scherdeformation zu ermitteln.

Die Ergebnisse der Kartierung sind in Anlage 1 zusammengestellt. Flächendiagramme der tektonischen Messwerte finden sich im Anhang, S. 125 und 126.

2.1. Petrographie

2.1.1. Schiefer von Schlächtenhaus

Die Schiefer von Schlächtenhaus treten als nur 1.000 m x 750 m großes Gesteinsvorkommen zwischen der Störung Kandern - Hausen - Raitbach im Süden, dem Malsburggranit im E und N und dem Granit von Schlächtenhaus im W auf. Für den ansonsten überwiegend aus Gneisen, Anatexiten und Graniten aufgebauten Südschwarzwald handelt es sich um ein außergewöhnliches und isoliertes Vorkommen.

Die Schiefer von Schlächtenhaus wurden erstmals durch NEUMANN (1912) kartiert und aufgrund ihrer großen Ähnlichkeit mit den Schiefen in der Umgebung von Bernau und Utzenfeld (Badenweiler-Lenzkirch-Zone) wie diese als Ton- und untergeordnet Kieselschiefer eingestuft. STOBER (1954) benennt die Gesteine wegen ihres Mineralbestandes und der schwachen Metamorphose als Quarz-Biotit-Schiefer. Als Edukte der Schiefer gibt SICKINGER (1983) Grauwacken, tonige Grauwacken und Tone an. Als erster Bearbeiter weist er auf eine verbreitete Kleinfaltung der Schiefer im Handstückbereich und eine nur mikroskopisch nachweisbare zweite Schieferung hin. HINCKE & THIEDIG (1988) beschreiben erstmalig Schergefüge in den Schiefen.

Die im gesamten Verbreitungsgebiet sehr einheitlich ausgebildeten, äußerst feinkörnigen Schiefer sind in der Regel dunkelgrau bis schwarz gefärbt. Im angewitterten Zustand lassen sie hin und wieder einen meist engständigen Wechsel hellerer und dunklerer Lagen erkennen, der sich gelegentlich auch in einem Korngrößenwechsel (sehr feinkörnig / feinkörnig) widerspiegelt.

Parallel zu den Farbwechseln ist eine engständige Schieferung ausgebildet, nach der frisches Gestein plattig spaltet. Zwischen den Schieferungsflächen, die nur selten durch makroskopisch

erkennbare winzige Biotite nachgezeichnet werden, sind einzelne größere Feldspäte rotiert und mit Streckungshöfen versehen worden. Charakteristisch ist eine kräftige Lineation auf den Schieferungsflächen.

In angewitterten Aufschlüssen ist zudem eine zweifache Faltung der Schiefer und eine weitere, im spitzen Winkel zur prägenden Schieferung verlaufende Scherflächenschar zu unterscheiden, durch die sich die Schiefer als wesentlich stärker deformiert erweisen, als bisher angenommen wurde. Die Deformationsgefüge werden in den Kap. 2.3. und 2.4. ausführlich dargestellt.

Makroskopisch kann der Mineralbestand der Schiefer wegen der Feinkörnigkeit des Materials nicht bestimmt werden. Als einzige Minerale sind bis mm-große weiße oder rötliche Feldspatporphyroblasten mit bloßem Auge zu erkennen, die stets mit deutlichen Streckungshöfen versehen sind. Zwar sind sie nur vereinzelt zu beobachten, treten aber im gesamten Verbreitungsgebiet der Schiefer auf. Eine Gliederung in einen nördlichen und einen südlichen Blastenzug, wie sie SICKINGER (1983) vornimmt, kann nicht bestätigt werden.

Nach dem mikroskopischem Befund sind die Hauptgemengteile der Schiefer Quarz, Biotit, Plagioklas, untergeordnet auch Cordierit und Alk'Feldspat. Als Akzessorien treten Turmalin, Zirkon, Titanit, Leukoxen, Erz, Apatit, Orthit und Granat auf. Da der quantitative Mineralbestand wegen der feinen Materialwechsel von Lage zu Lage variiert, wird auf die Angabe eines Mittelwertes verzichtet.

Mikroskopisch zeichnen sich die Schiefer durch ein sehr feinkörniges Lagen- und Regelungsgefüge aus. Markante Material- und Korngrößenwechsel im mm- bis cm-Bereich repräsentieren die ehemalige Schichtung des Gesteins, während winzige, einheitlich orientierte Biotit-Leisten, geplättete und boudinierte Quarz-Aggregate und mit Streckungshöfen versehene Porphyroklasten das Schieferungsgefüge nachzeichnen. In der Regel verlaufen Materialwechsel und Schieferung parallel zueinander, hin und wieder ist jedoch auch ein geringer Winkel zwischen beiden zu beobachten. Die Korngröße der Minerale Quarz, Biotit und Plagioklas schwankt zwischen 0,03 mm und 0,1 mm. Deutlich größer sind vereinzelt auftretende Porphyroklasten aus Feldspat, Cordierit, Titanit, Zirkon und Apatit.

Eine ausführliche Darstellung der Mikrogefüge und eine Beschreibung der einzelnen Minerale erfolgt in den Kap. 2.3. und 2.4.

Im Gelände durchziehen zahlreiche engständige Klüfte, Störungen und Ruschelzonen die Schiefer und bewirken einen kleinscherbigen Bruch beim Anschlag. Generell ist das Gestein oft stark verwittert und mürbe.

Die Aufschlussverhältnisse in den Schiefen sind mit Ausnahme des Büttentals meist mäßig bis schlecht.

2.1.2. Granit von Schlächtenhaus

Der feinkörnige, deformierte Zweiglimmergranit von Schlächtenhaus ist schon lange bekannt (u. a. NEUMANN 1912, SCHRÖDER 1929) und wurde bis vor einigen Jahren aufgrund seines Gefüges zu den sogenannten "syntektonischen" oder deformierten oberdevonischen Graniten des Schwarzwaldes gezählt (u. a. METZ & REIN 1957, 1958). Inzwischen ist ein unterkarbones Alter des Granits von 334 ± 2 ma. (SCHALTEGGER 2000) ermittelt worden.

EINFALT (1971) fasste nach stofflichen, tektonischen und geochemischen Gesichtspunkten den Granit von Schlächtenhaus mit dem nördlich des Malsburggranits gelegenen, ebenfalls deformierten Klemmbachgranit zum Granit von Klemmbach-Schlächtenhaus zusammen. Heute werden beide Granite wieder als eigenständige Granite benannt (LGRB 2005 b).

Der Granit von Schlächtenhaus ist ein fein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranit, der weitverbreitet eine kräftige Lineation sowie ein deutliches Schieferungsgefüge aufweist, nach dem das Gestein beim Anschlagen plattig spaltet. In der Regel ist der hellrosa bis grauweiße Granit gleichkörnig ausgebildet; stellenweise zeigt er jedoch ein schwach porphyrisches Gefüge, hervorgerufen durch weiße, tafelige Feldspäte bis maximal 2 cm Länge.

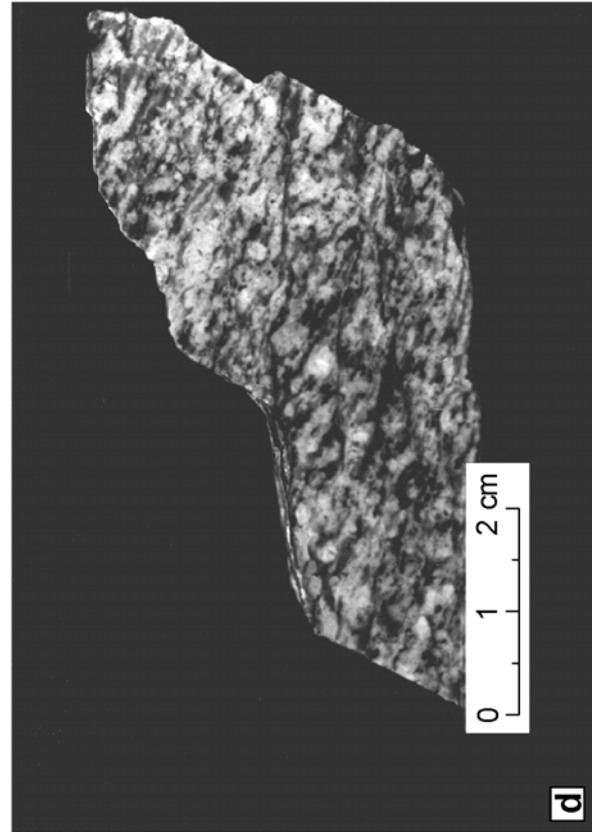
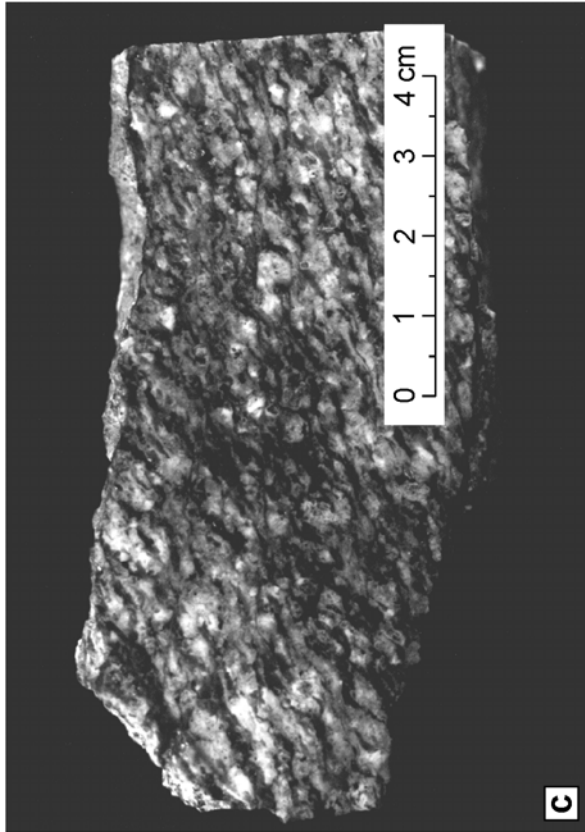
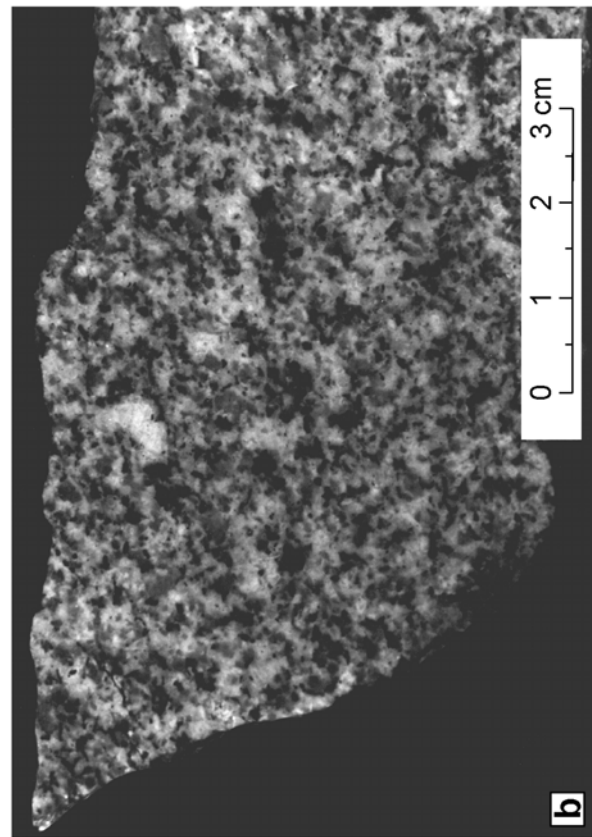
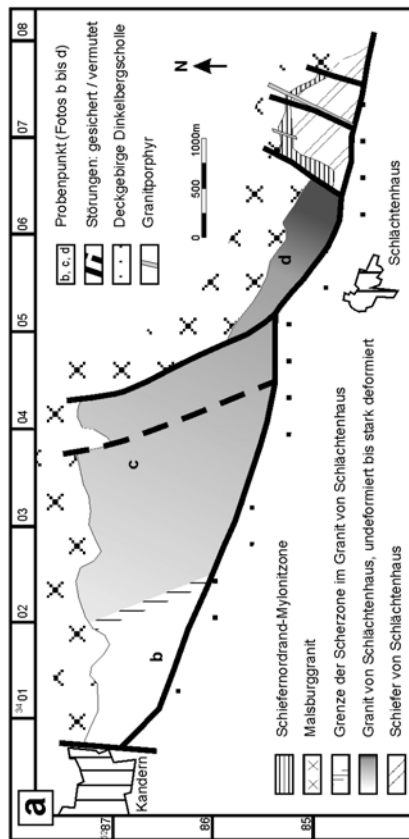
Während die hellroten und weißen Matrixfeldspäte dem Schieferungsgefüge nur undeutlich folgen, sind die geplätteten, langgestreckten Quarzaggregate und die zu losen Zügen angeordneten, geregelten Biotite und Muskowite schieferungsparallel ausgerichtet. Dieses Lagengefüge wird durch jüngere Schieferungsflächen, die vor allem im E und S des Granits gehäuft auftreten, zerschert und rotiert.

Der quantitative Mineralbestand wurde aus 22 Dünnschliffen bestimmt: Quarz 36%, Plagioklas 34%, Alk'Feldspat 21%, Muskowit (und Serizit) 6% und Biotit 3%. Als Akzessorien treten Cordierit, Zirkon, Apatit, Leukoxen und Erz auf. Eine ausführliche mikroskopische Beschreibung des Gefüges und der Minerale erfolgt in Kap. 2.4.1.

Die Variationsbreite des Granits ist im Wesentlichen abhängig von der Stärke der Deformation, die der Granit erfahren hat, wie sich im Rahmen der Kartierung des Gesteins zeigte. Je kräftiger das Gestein geschiefert ist, umso feinkörniger und feinlagiger ist es und umso weniger Muskowit ist makroskopisch erkennbar. Der Granit von Schlächtenhaus darf also nicht als einheitlich deformiertes Gestein angesehen werden.

Die Gesteinsausbildung variiert von feinkörnigen, sehr stark geschieferten Typen im SE, S und E über fein- bis mittelkörnige Gesteine mit deutlicher Schieferung und makroskopisch erkennbarem Muskowit im zentralen Teil bis hin zu vollkommen regellosen, ungeschieferten, mittelkörnigen Granittypen mit relativ viel Muskowit im N und W (s. Abb. 4). Derartig undeformierte

Abb. 4: Variation der Deformationsstärke im Granit von Schlächtenhaus. **a:** Übersichtsskizze mit Grenze der Scherzone und Lage der Handstücke b, c, d; Handstückfoto des Granits von Schlächtenhaus: **b:** undeformiert; **c:** mäßig deformiert; **d:** stark deformiert.



Varietäten des Granits von Schlächtenhaus sind bisher noch nie beschrieben worden.

In der Regel ist der Granit von Schlächtenhaus stark verwittert und mürbe und zerfällt beim Anschlagen in kleinscherbige Platten oder rötlichen grusigen Schutt. Etwas frischeres Gestein ist vorwiegend im SE vorhanden.

Die Aufschlussverhältnisse sind schlecht, da natürliche Aufschlüsse fast vollständig fehlen und das Gestein bis auf wenige Ausnahmen nur an Weg- und Straßenböschungen ansteht. Zudem sind weite Bereiche im W des Gebietes mit mächtigen Verwitterungsschuttdecken überzogen.

2.2. Kontaktverhältnisse

2.2.1. Kontakt Schiefer von Schlächtenhaus gegen Malsburggranit

Der etwa 500 m lange Kontakt zwischen den Schiefen von Schlächtenhaus und dem Malsburggranit im äußersten SE des Schiefervorkommens (s. Anlage 1) wurde sowohl von SCHRÖDER (1929) als auch von STÖBER (1954) als reiner Intrusionskontakt eingestuft, von dem aus eine kontaktmetamorphe Umwandlung der Schiefer, verbunden mit einer Injektion granitischen Materials in die Schiefer, erfolgte.

Diese Angaben können in vollem Umfange bestätigt werden: Entlang einer scharfen, annähernd parallel dem Regelungsgefüge der Schiefer verlaufenden Kontaktfläche grenzen die dunklen Schiefer gegen den unregelmäßigen, grauen Malsburggranit. Ausgehend vom Kontakt dringen cm- bis mehrere Meter mächtige Apophysen in die Schiefer ein, sowohl schieferungsparallel als auch ohne Beziehung zum Lagengefüge. Meist sind diese Gänge nur über kurze Distanz zu verfolgen, einige Apophysen erreichen jedoch auch Längen von mehr als 100 m bei Mächtigkeiten im Meter-Bereich.

Makroskopisch zeichnet sich der Malsburggranit am Kontakt und in Kontaktnähe durch ein etwas feineres Korn als üblich aus. Salbänder treten jedoch nicht auf.

Die Schiefer lassen makroskopisch keine Unterschiede zu ihrer normalen Ausbildung erkennen. Erst mikroskopisch wird deutlich, wie stark sie durch eine Kontaktmetamorphose umgewandelt wurden:

Zwar ist keine Sprossung kontaktmetamorpher Minerale zu beobachten, doch erfolgte, hervorgerufen durch die hohen Temperaturen, eine statische Rekristallisation unter Kornvergrößerung, die den gesamten Hauptmineralbestand betrifft. Als Folge davon weist der Schiefer in Kontakt -

nähe ein gleichkörniges, durch Quarz und Plagioklas gebildetes Pflastergefüge mit Tripelpunkten auf, das durch leistenförmige Biotite modifiziert wird. Die Biotite sind durch die statische Temperung nur schwach entregelt worden. In der Mehrzahl zeichnen sie durch ihre einheitliche Orientierung die Schieferung des Gesteins nach. Die kompositionelle Schichtung der Schiefer, abgebildet über deutliche Materialwechsel, bleibt gut erkennbar.

Derartige kontaktmetamorphe Rekristallisationsgefüge mit mehr oder weniger reliktsch erhaltenen Sediment- und Schieferungsgefügen sind nach WIMMENAUER (1985) typisch für ursprünglich pelitische Gesteine mit einem Hauptmineralbestand aus Quarz, Feldspat und Biotit.

Mikroskopisch lässt sich nachweisen, dass die gesamte Schieferscholle von der vom Malsburggranit ausgegangenen Kontaktmetamorphose erfasst wurde. Zwar klingt die Sammelkristallisation bzw. Kornvergrößerung und die Rekristallisation von Feldspat, die nach VOLL (1980) nur bei Temperaturen ab ca. 500°C erfolgt, in 50 m bis 100 m Entfernung vom Kontakt aus, doch sind in fast allen Dünnschliffen der Schiefer die sehr markanten statischen Rekristallisationsgefüge von Quarz und untergeordnet von Biotit zu beobachten. Sie wurden bei Temperaturen oberhalb ca. 300°C (Beginn der Biotit-Rekristallisation nach VOLL 1976, 1980) angelegt und überprägen alle älteren Deformationsgefüge der Schiefer (s. Kap. 2.4.2.2.).

Westlich einer NNE-SSW-verlaufenden Störung durch die Schiefer und den Malsburggranit sehen die Kontaktverhältnisse ganz anders aus:

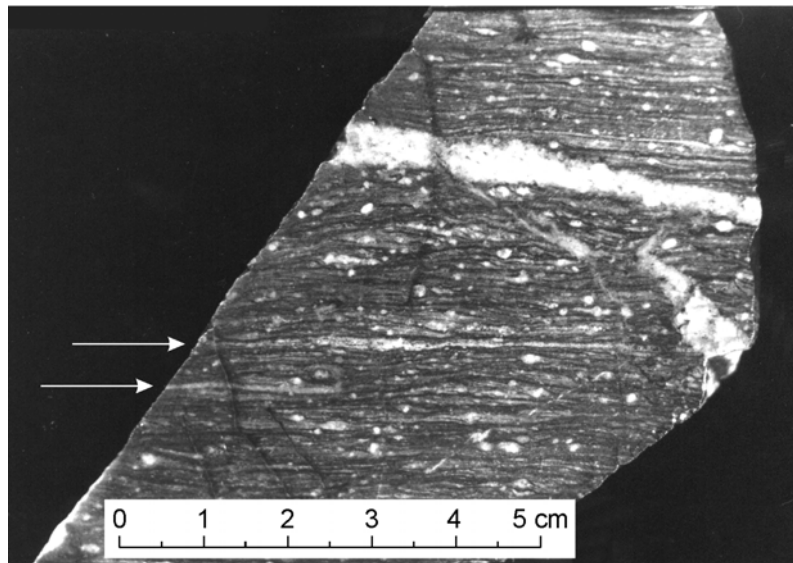
Die gesamte Grenze zwischen den Schiefen von Schlächtenhaus und dem Malsburggranit im NW, N und NE der Schieferscholle (vgl. Anlage 1) ist als 50 m bis 150 m breite Zone ausgebildet, in der Schiefer und Granit in einem vielfach wiederholten Nebeneinander vorliegen. Gut aufgeschlossen ist diese Zone an der Straße Farnbuck - Lehnacker, im Büttental, im nördlichen Felsenwald und am Waldweg 150 m nördlich der Erhebung 599,3 m.

Als typisches Phänomen ist in diesen Bereichen ein häufiger Wechsel von Schiefen und Granit in allen Dimensionen vom Zehnermeter-Bereich bis in den mm-Bereich zu beobachten (Abb. 5, folgende Seite). Die Kontakte zwischen beiden Gesteinen verlaufen fast ausnahmslos parallel dem Schieferungsgefüge der Schiefer und sind stets scharf.

Auffällig ist weiterhin die gute Übereinstimmung der Raumlage des Deformationsgefüges der Schiefer in der Schieferscholle und in dieser Zone. Verbreitet ist eine z. T. intensive Deformation des Granits zu erkennen. Diese spricht gegen die von SICKINGER (1983) gegebene Deutung dieses Bereiches als Intrusionskontakt, an dem während der Intrusion des Granits eine Aufblätterung der Schiefer erfolgt sei.

Abb. 5: Handstück eines Ultramyonits aus dem Felsenwald (R 07307, H 85170).

Das extrem deformierte Gestein besteht aus Anteilen von Schiefen mit bis 1,5 mm großen Feldspat-Porphyroblasten sowie aus einzelnen hellen, äußerst stark geplätteten granitischen Lagen (Pfeile). Zwei schmale undeformierte Aplitgänge durchschlagen den Mylonit unabhängig von dessen Deformationsgefügen.



Um die Natur dieser Zone zu klären, wurde an der Straße Farnbuck - Lehnacker ein 181,5 m langes Profil im Maßstab 1:100 aufgenommen, das in Abb. 6 verkleinert wiedergegeben ist. Es umfasst den Bereich von den letzten reinen Schiefervorkommen im N der Schieferscholle bis in den undeformierten Malsburggranit (R 06950, H 85210 bis R 07000, H 85040).

Außer den bereits oben aufgeführten Charakteristika weisen die Gesteine des Profils folgende wesentlichen Merkmale auf:

- C Der Malsburggranit besitzt im Bereich des aufgenommenen Profils verbreitet ein Deformationsgefüge und unterscheidet sich dadurch grundlegend vom undeformierten Malsburggranit außerhalb dieser Zone.
- C Die Stärke der Deformation des Granits schwankt erheblich. Während vor allem im N und S des Profils schwach deformierte bis fast undeformierte Granite auftreten, liegen im zentralen Teil sowie in einem schmalen Bereich nahe dem nördlichen Profilbeginn (vgl. Abb. 6) stark bis äußerst stark geschieferte Granite vor.
Ein vergleichbares Schwanken der Deformationsstärke ist auch in den Schiefen, allerdings aufgrund ihrer Feinkörnigkeit erst mikroskopisch, nachzuweisen.
- C Das Deformationsgefüge von Graniten und Schiefen setzt sich aus zwei spitzwinklig zueinander verlaufenden Schieferungen zusammen, die in Graniten und Schiefen eine identische Raumlage aufweisen und analog vergleichbarer Schieferungsgefüge in den Schiefen südlich des Profils verlaufen. Auf beiden Schieferungsflächen sind verbreitet Lineationen ausgebildet.
- C Die ältere Schieferung (s6m) wird in den Schiefen über ein feines Lagengefüge, in den Graniten durch eine Regelung von Biotit und Plättung von Quarz-Aggregaten abgebildet

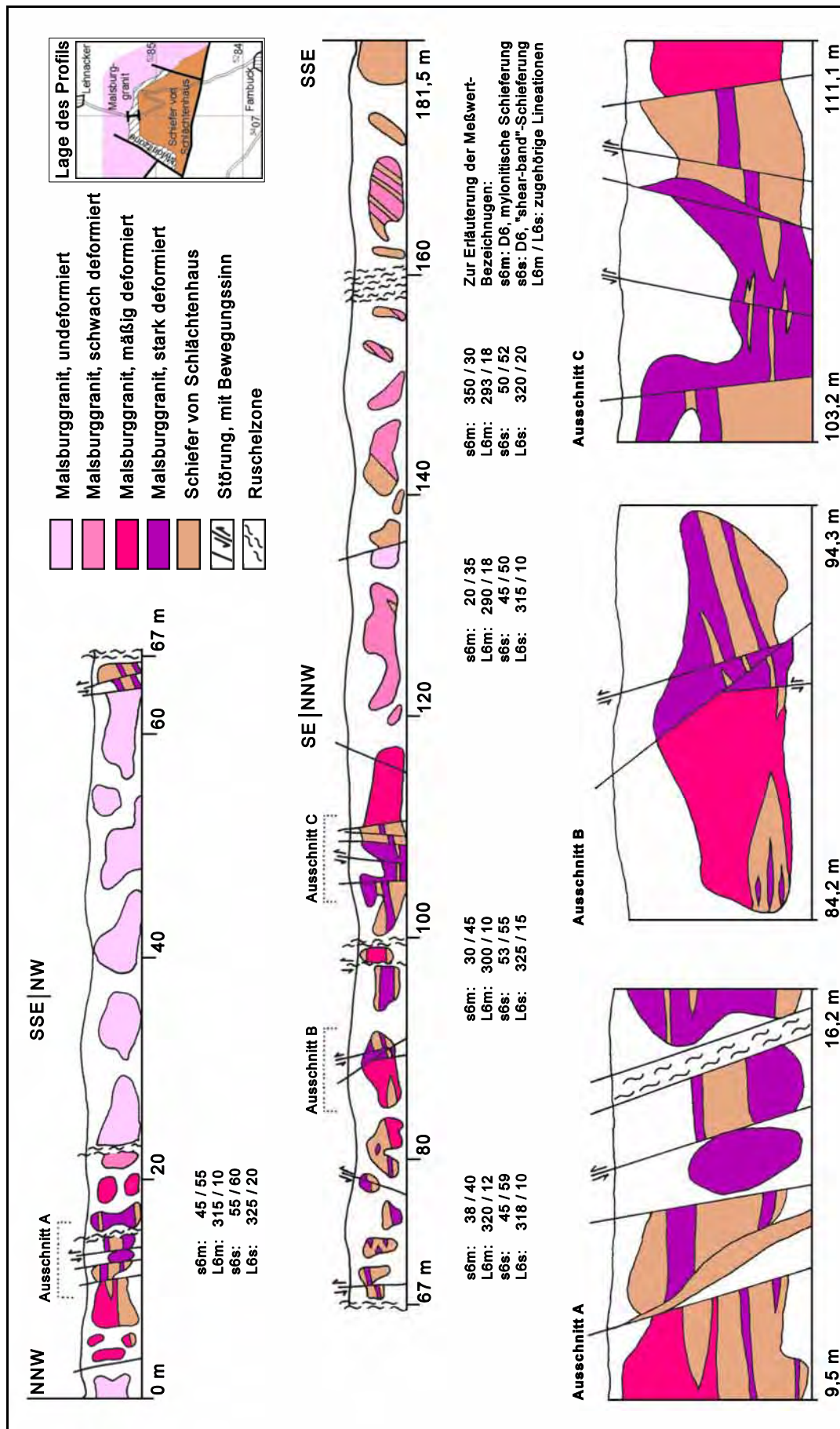
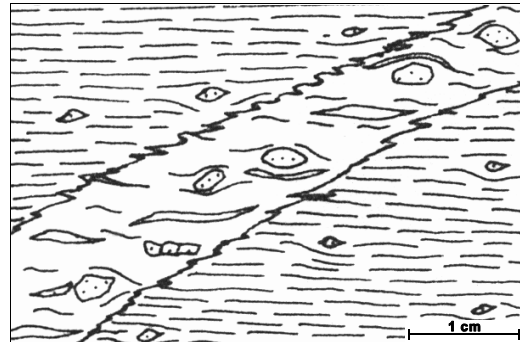


Abb. 6: Profil im Maßstab 1:500 durch die Schieferordnung-Mylonitzone zwischen den Schieferrand-Lehnacker im SSE und dem Malsburggranit im NNW, an der Straße Farnbuck - Lehnacker, ca. 1 km südlich Lehnacker (R 06950, H 85210 bis R 07000, H 85040)

(Abb. 7). Sie wird von jüngeren, meist sehr feinen, dunklen Scherflächen durchsetzt, die makroskopisch keine Minerale mehr erkennen lassen (s6s).

Abb. 7: Detailstudie aus der Mylonitzone (Profilmeter 12 in Abb. 6). Die Schiefer, die kleine Feldspat-Blasten führen, werden diskordant von einem nur ca. 1 cm mächtigen Malsburggranitgang durchschlagen. Beide Gesteine wurden gemeinsam mylonitisiert, die Gangwandungen durch die Scherung in die Schieferungsebene einrotiert. Das Deformationsgefüge des Granits wird durch Quarz (weiße, lange Linsen), Biotit (schwarze Striche) und Feldspat (punktiert) abgebildet.



- C Im N und S des Profils sind beide Schieferungen in der Regel gut zu erkennen. Die ältere Schieferung ist in diesen Bereichen das prägende Gefügeelement, während die jüngere Schieferung meist nur im cm-Bereich auftritt. In den stärker deformierten Gesteinspartien im zentralen Teil der Zone und in dem schmalen Streifen nahe dem Profilmordrand (vgl. Abb. 6) wird die jüngere Schieferung das bestimmende Gefügeelement und durchsetzt das Gestein im mm-Bereich. Infolge einer intensiven Scherung des älteren Lagengefüges an diesen engständigen Scherflächen erfolgt eine Rotation der älteren Schieferung, die sich aus dem abnehmenden Winkel zwischen beiden Schieferungen ablesen lässt. Dieser Winkel beträgt in Bereichen schwächerer Deformation 35° - 45° und nimmt mit zunehmender Deformationsstärke auf ca. 5° ab. Dadurch ist in den stark deformierten Gesteinen eine Unterscheidung beider Schieferungen oft schwierig.
- C Allgemein ist zu beobachten, dass mit zunehmender Deformationsstärke des Gesteins die Korngröße abnimmt. Bei den Graniten reicht die Varianz von mittelkörnigen, fast undeformierten, schwach porphyrischen Typen mit bis cm-großen Feldspäten über feinkörnige stark geschieferte Gesteine mit lang ausgezogenen Quarz-Aggregaten, zu Lagen angeordneten Biotiten und kataklastisch deformierten, maximal 0,7 mm langen Feldspat-Porphyroklasten bis hin zu äußerst feinkörnigen, strafflagigen, hellrosa Gesteinen mit nur noch mm-großen Feldspat-“Augen”. Erst aus dem geologischen Verband ergibt sich, dass es sich bei den zuletzt beschriebenen Gesteinen ebenfalls um Malsburggranit handelt. Auch die Schiefer lassen eine Korngrößenreduktion erkennen, die jedoch wegen der allgemein geringen Korngröße des Gesteins nur mikroskopisch deutlich wird.
- C Mikroskopisch besitzen sowohl die Schiefer wie die Granite Deformationsgefüge, die als charakteristische Schergefüge mit einer älteren mylonitischen und einer jüngeren “shear-band”-Schieferung eingestuft werden können (vgl. Kap. 1.4.). Typisch für das

Mikrogefügebild ist neben der Korngrößenreduktion in den stark deformierten Gesteinen vor allem eine verbreitete syntektonische Rekristallisation von Feldspat.

Die Gesteine des bearbeiteten Profils weisen alle typischen makroskopischen und mikroskopischen Merkmale von Myloniten auf (vgl. Kap. 1.4). Sie lassen daher eindeutig auf das Vorliegen einer Mylonitzone als Folge einer duktilen Scherung am Kontakt zwischen den Schiefen von Schlächtenhaus und dem Malsburggranit schließen.

Sowohl im E wie im W wird die Mylonitzone durch jüngere Störungen gekappt (vgl. Anlage 1).

Im Folgenden wird die Mylonitzone, die die Schieferscholle im NE, N und W umgibt, als Schiefenordrand-Mylonitzone bezeichnet. Außerhalb dieser Zone ist der Malsburggranit undeformiert.

2.2.2. Kontakt Schiefer von Schlächtenhaus gegen Granit von Schlächtenhaus

Die Kontakte der Schiefer gegen den Granit von Schlächtenhaus sind tektonischer Natur; echte Intrusionskontakte fehlen. Zwei Typen tektonischer Kontakte können durch den Geländebefund unterschieden werden (s. Anlage 1):

Zum einen liegt an der SW-Grenze der Schieferscholle ein rein bruchtektonischer Kontakt entlang einer NNE-SSW-streichenden Störung vor. Dort werden die Schiefer samt nördlich anschließender Schiefenordrand-Mylonitzone im E gegen den Granit von Schlächtenhaus und den undeformierten Malsburggranit im W versetzt.

Zum anderen findet sich auch östlich der oben beschriebenen Störung Granit von Schlächtenhaus. Er liegt in Form von Spänen und Schollen im SW der Schiefenordrand-Mylonitzone vor und ist dort infolge von Scherbewegungen intensiv mit den Schiefen von Schlächtenhaus verzahnt. Teilweise ist der Granit von Schlächtenhaus so extrem deformiert wie sonst nirgends in seinem gesamten Verbreitungsgebiet.

Innerhalb der Schiefenordrand-Mylonitzone geht deformierter Granit von Schlächtenhaus nach Norden fließend in deformierten Malsburggranit über.

2.2.3. Kontakt Granit von Schlächtenhaus gegen Malsburggranit

Die Kontaktverhältnisse zwischen dem Granit von Schlächtenhaus im S und dem jüngeren Granit nördlich davon (früher als Blaugranit bezeichnet, heute Teil des Malsburggranits) wurden von SCHRÖDER (1929) eingehend untersucht. Er erkennt einen scharfen Intrusionskontakt, über den hinaus sich das Schieferungsgefüge des Granits von Schlächtenhaus nicht in den Blau-

engranit fortsetzt. Aus dem meist flachen Einfallen der Kontaktfläche schließt er auf eine dachartige Überlagerung des jüngeren Granits durch den Granit von Schlächtenhaus.

ECHTLER & CHAUVET (1992) hingegen beschreiben, dass sich die Schergefüge des Granits von Schlächtenhaus über den Kontakt zum Blaugranit (heute Malsburggranit) hinweg fortsetzen, dort kataklastisch ausgeprägt sind und erst jenseits einer ca. 100 m breiten deformierten Randzone ausklingen.

Der Kontakt zwischen dem Granit von Schlächtenhaus und dem Malsburggranit ist an zwei Stellen im Gelände aufgeschlossen (R 05700, H 85300 und R 04325, H 87125). In beiden Aufschlüssen ist ein im mm-Bereich scharfer Intrusionskontakt ohne nennenswerte Kontaktmetamorphose ausgebildet. Das Schieferungsgefüge des Granits von Schlächtenhaus wird am Kontakt abrupt abgeschnitten. Der Malsburggranit tritt hier als vollkommen undeformierter Biotitgranit ohne kataklastische Deformationsbahnen auf.

Nach eigenem Kartierbefund trifft man entlang des gesamten Kontakts auf vergleichbare Erscheinungen: stets ist der Malsburggranit undeformiert. Die kataklastisch ausgeprägte Zone, die ECHTLER & CHAUVET (1992) im Kontaktbereich zwischen Granit von Schlächtenhaus und Malsburg- (damals noch Blauen-)granit beschreiben, kann nicht bestätigt werden. Wohl aber existiert sie am Kontakt zwischen den Schiefen von Schlächtenhaus und dem Malsburggranit in Form der beschriebenen Schiefenordrand-Mylonitzone (vgl. Abb. 6, S. 29). Die Relevanz dieser Beobachtung wird in Kap. 2.4. erläutert.

2.2.4. Kontakt zu jüngeren Ganggesteinen

An zwei Stellen innerhalb des Arbeitsgebietes treten Ganggesteine auf, die über längere Distanz zu verfolgen sind. Es handelt sich jeweils um ca. 1 - 3 m breite NNE-SSW-streichende Granitporphyrgänge, die die Schiefer von Schlächtenhaus, die Schiefenordrand-Mylonitzone und den undeformierten Malsburggranit durchschlagen. Diese Ganggesteine, die nach den Verbandsverhältnissen jünger als der Malsburggranit sein müssen, sind nicht deformiert. Von den Scherbewegungen in der Schiefenordrand-Mylonitzone wurden sie nicht betroffen.

Nach SCHALTEGGER (2000) weisen Granitporphyrgänge bei Prag, ca. 20 km NE des Arbeitsgebietes, Alter von 332 ± 2 - 4 ma. bzw. 333 ± 5 ma. auf.

2.3. Regional wirksame duktile Deformationen

Die Schiefer von Schlächtenhaus haben mehrfache Schieferungen und Faltungen erfahren. Die Deformationen D1 bis D4, die nachfolgend beschrieben werden und nur in den Schiefen auf-

treten, können nicht mit lokalen Bewegungen in Scherzonen in Verbindung gebracht werden und werden daher als “regional wirksame Deformationen” zusammengefasst.

Grundlagen für die Indizierung der Faltungsfolge bilden nach YARDLEY (1997) bis heute die Arbeiten von ZWART (1960, 1962) und VOLL (1960, 1969). Auf diese Arbeiten sowie auf NABHOLZ und VOLL (1963) stützt sich die folgende Indizierung der Deformationen. Für die Beschreibung der Mikrogefüge wurde vor allem auf SPRY (1974) und PASSCHIER & TROUW (2005) zurückgegriffen.

Eine Beschreibung der Deformationserscheinungen von Quarz und Biotit im Zuge der Deformationen D1 bis D4 kann nicht erfolgen, da durch die vom Malsburggranit ausgegangene Kontaktmetamorphose eine teilweise Rekristallisation des Mineralbestandes der Schiefer erfolgte (vgl. Kap. 2.2.1.). Sie bewirkte eine fast vollkommene Auslöschung aller syntektonischen Rekristallisationserscheinungen beider Minerale, die seit der Kontaktmetamorphose stets als strainfreie, statische Rekristallisate vorliegen und so die Rekristallisationsgefüge der Deformationen D1 bis D4 überprägen.

Die tektonischen Messwerte sind in den Flächendiagrammen im Anhang, S. 125 f. dargestellt.

2.3.1. Erste Deformation D1

Die älteste Schieferung s1 der Schiefer von Schlächtenhaus ist nur noch reliktsch durch Quarzmobilisate nachzuweisen, die durch spätere Deformationen mehrfach überfaltet wurden. Nach NABHOLZ und VOLL (1963) entstehen in ursprünglich pelitischen Sedimenten nur während der ersten Deformation schieferungsparallel verlaufende Quarz-Lagen.

Diese werden von späteren Faltungen überprägt und bieten dadurch ein gutes Bezugssystem zur Indizierung der Faltungsfolge.

2.3.2. Zweite Deformation D2

Während einer zweiten Deformation wurde eine Schieferung s2 und eine Faltung B2 angelegt, die beide häufig nur noch reliktsch erhalten sind, da diese Gefügeelemente durch spätere mylonitische Schieferungen s5m und s6m (m steht als Kürzel für “mylonitische Schieferung”) wiederbelebt und fast überall stark überprägt wurden. In den Schiefen sind s5m und s6m makroskopisch nicht eindeutig unterscheidbar, weshalb sie als s5/6m zusammengefasst werden.

In der Regel ist die s2 makroskopisch nur selten von der s5/6m zu trennen. Die Schieferungsflächen sind mit feinsten Biotit-Überzügen versehen; nach ihnen spaltet das Gestein plattig.

Parallel bis annähernd parallel zu $s_2 / s_5/6m$ verlaufen die Materialwechsel der Schiefer, die auf die ehemalige Schichtung zurückzuführen sind.

Die s_2 ist nur dort eindeutig messbar, wo nur eine geringe mylonitische Überprägung durch die $s_5/6m$ erfolgt ist. An diesen wenigen Stellen fällt sie im Allgemeinen mit Werten um 45° nach NE ein (s. Anhang Flächendiagramme, S. 125).

Eine Faltung B2 ist nur anhand isoklinal verfalteter, syn- s_1 entstandener Quarzmobilisat-Lagen zu erkennen, die mit ihren Faltenschenkeln in die s_2 -Schieferungsebene eingeregelt sind. Die Faltenachsen pendeln, fallen in der Mehrzahl aber flach nach NNW ein.

Mikroskopisch ist das s_2 / B_2 -Deformationsgefüge in Bereichen, die nur schwach durch $s_5/6m$ überprägt wurden, durch ein straffes Biotit-Regelungsgefüge gekennzeichnet. Es wird durch zu Lagen und Zügen zusammentretende, bis 0,3 mm lange Biotit-Leisten gebildet, die mit ihrer Basisfläche s_2 -parallel orientiert sind. Geplättete und in s_2 gestreckte Quarz-Aggregate, z. T. auch isoklinal verfaultet, treten verbreitet auf (Abb. 8). Feldspäte folgen dem Regelungsgefüge nur schlecht. Ob ihre häufig zu beobachtende Kataklyse schon bei der Anlage der s_2 oder erst während der späteren Überprägung durch die $s_5/6m$ erfolgte, konnte nicht mit Sicherheit geklärt werden.

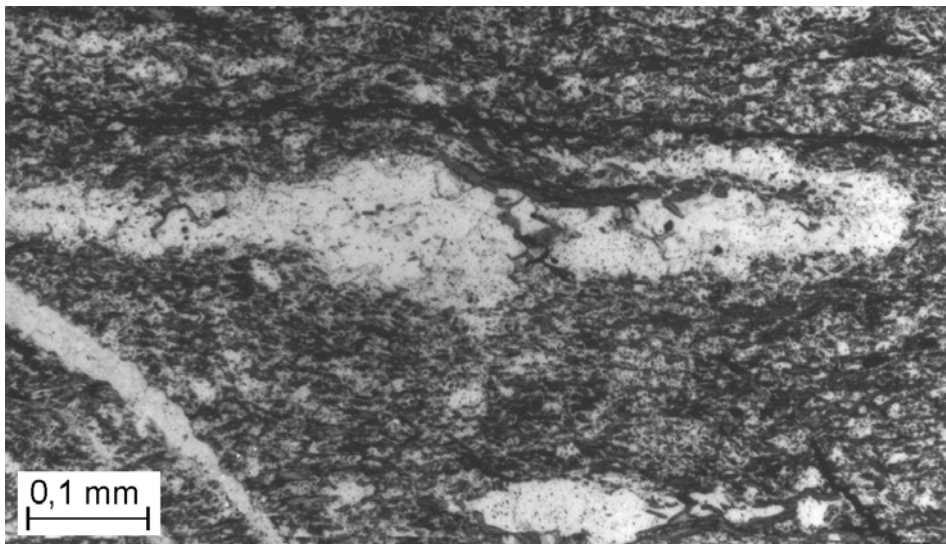


Abb. 8: Dünnschliff (parallele Nicols) einer B2-Quarz-Isoklinalfalte aus den extrem feinkörnigen Quarz-Biotit-Schiefern des südlichen Büttentals (R 07110, H 84770). Die Faltenschenkel, von denen nur noch der eine vollständig erhalten, der andere aber abgerissen ist, werden durch eine feine, eingeschlichtete Glimmerlage getrennt. In der Bildmitte am unteren Rand ist ein linsiger Feldspat-Porphyroblast zu erkennen, der von der $s_2 / s_5/6m$ “umflossen” wird.

2.3.3. Dritte Deformation D3

Enge, SW-vergente Falten mit Amplituden im dm- bis m-Bereich wurden während eines dritten Deformationsaktes angelegt. Schenkeldivergenzwinkel um 30° und spitze, verdickte Falten-scheitel sind charakteristisch, ebenso mehrere Generationen von makroskopisch erkennbaren Schleppfalten. Im Allgemeinen sind die Falten in den Schiefen wegen der dunklen Farbe des Gesteins nur schwer zu erkennen und treten erst bei Vorliegen von deutlichen Materialwechseln oder in angewitterten Aufschlüssen gut hervor.

Die Faltenachsen fallen mit ca. 15° nach NW bis W ein mit Ausnahme des durch Bruchtektonik verstellten E-Teils der Schieferscholle. Faltenachsenparallel ist eine makroskopisch nur undeutlich zu erkennende feine Schieferung s_3 ausgebildet, die in Streichen und Einfallen nur geringfügig von s_2 abweicht.

Mikroskopisch ist die B3 an einer engen, spitzwinkligen Verfaltung sowohl des s_2 -Gefüges als auch der Materialwechsel (ehemalige ss) zu erkennen. Eine Verdickung der Falten-scheitel und Ausdünnung der Falten-schenkel bis hin zu deren Abreißen ist typisch (Abb. 9 und 10).

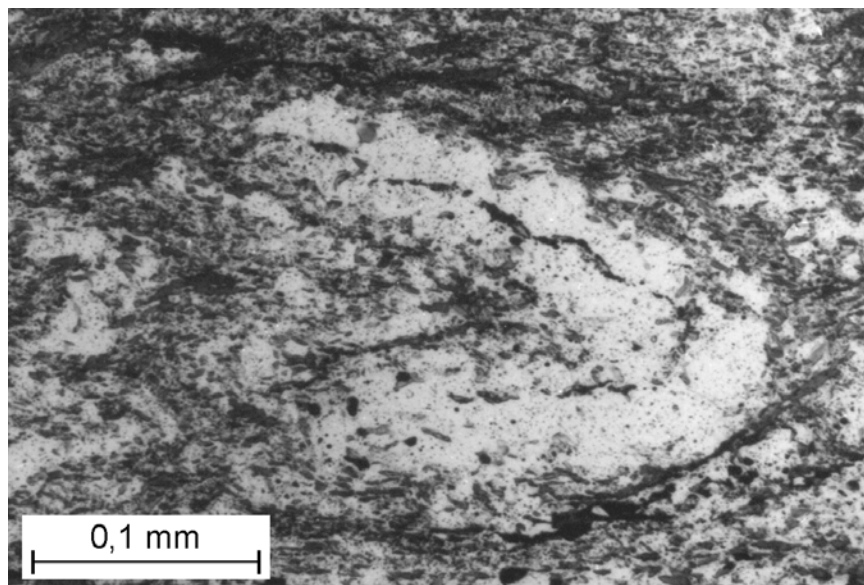


Abb. 9: Dünnschliff einer engen, spitzen B3-Quarz-Falte mit abgerissenen Schenkeln aus den Schiefen des Steinbruchs an der Straße Farnbuck - Lehnacker (R 07260, H 84560), aufgenommen mit parallelen Nicols.

Zentral innerhalb des verfalteten Quarz-Bandes ist eine feine Glimmerlage zu erkennen, die belegt, dass das Quarz-Mobilisat schon durch eine B2 erstmals verfaltet wurde.

Die achsenparallele, engständige Schieferung s_3 wird abgebildet über feine Einzel-Biotite und

kurze Biotit-Züge, die die Faltenscheitel durchsprießen und vereinzelt auch den Lagenbau in den Faltenscheiteln versetzen. Die Orientierung der s_2 -Biotite geht dabei in den Scheiteln oft vollständig verloren zugunsten einer Orientierung parallel zu s_3 .

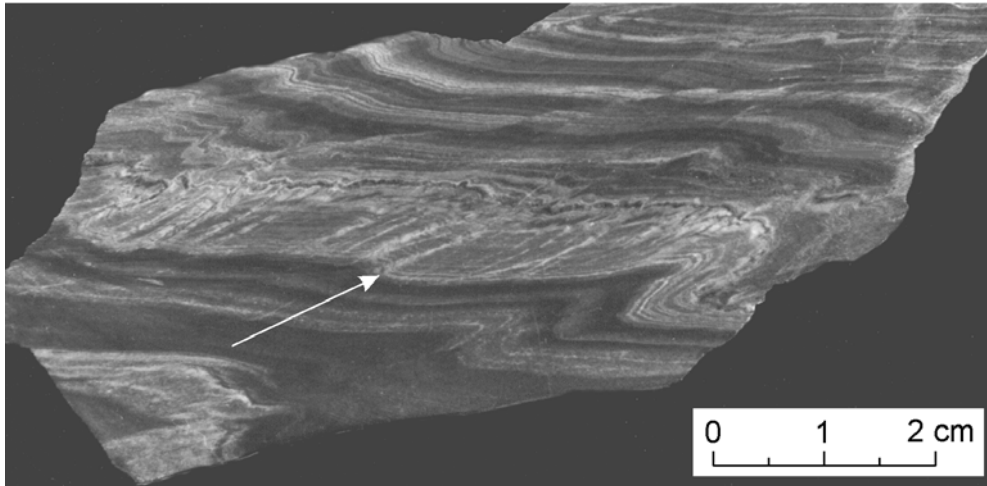


Abb. 10: Handstück mit typischen engen B3-Falten und einer angedeuteten achsenparallelen Schieferung s_3 (Pfeil) aus den Schiefen des Steinbruchs an der Straße Farnbuck - Lehnacker (R 07260, H 84560).

In den Faltenschenkeln ist die s_3 nur dort eindeutig von der s_2 zu unterscheiden, wo nur eine geringe Überprägung der s_2 durch die $s_5/6m$ erfolgte. In diesen Bereichen durchsetzt die s_3 das ältere Gefüge unter spitzem Winkel und bewirkt eine schwache Rotation der s_2 -Biotite.

2.3.4. Vierte Deformation D4

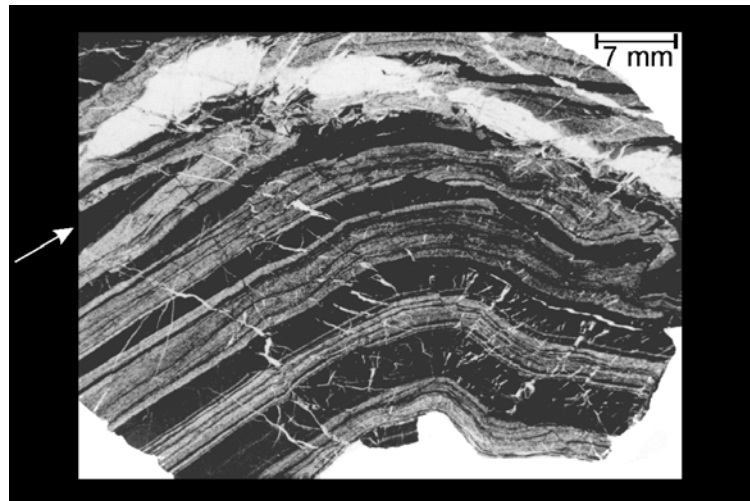
Während einer vierten Deformation erfolgt die Anlage von offenen, schwach SE-vergenten Falten mit Schenkeldivergenzwinkeln von 120° und mehr. Die in der Regel nur cm- bis dm-großen Falten lassen mitunter schon makroskopisch eine deutliche Überfaltung der B3 erkennen (vgl. Abb. 11). Im Gegensatz zu den B3-Falten sind die Faltenscheitel kaum verdickt und die Schenkel nicht ausgedünnt oder abgerissen. Die B4-Achsen fallen mit durchschnittlich 25° nach NE ein (s. Anhang Flächendiagramme, S. 125).

Mikroskopisch zeichnet sich die B4 durch eine flachwellige Verbiegung der älteren Gefügeelemente aus. Unregelmäßig die Falten durchziehende Haarrisse, vereinzelt mit Quarz gefüllt, stehen wahrscheinlich in genetischem Zusammenhang mit der Bildung der B4, da sie in anderen Schriffen fehlen.

Die Scheitelbereiche der Falten werden häufig von feinen, nicht durchhaltenden, oft nur mm-langen Störungen durchsetzt, die einen schwachen, teils aufschiebenden, teils abschiebenden

Versatz des älteren Gefüges bewirken. Vermutlich handelt es sich um eine rudimentär angelegte Schieferung s4, die durch ihre Ausbildung auf geringe Temperaturen während ihrer Anlage schließen lässt.

Abb. 11: Der Anschliff einer B4-Falte der Schiefer aus dem Steinbruch an der Straße Farnbuck - Lehnacker (R 07260, H 84560) zeigt deutlich die kompositionelle Schichtung des Gesteins. Anhand des Materialwechsels ist gut zu erkennen, wie eine enge, spitze B3-Falte (Pfeil) um die offene B4 verfalzt wird. Eine fächerförmige s4, z. T. durch feine Risse, z. T. durch Mikrostörungen gekennzeichnet, tritt klar hervor, ebenso ein Quarz-Mobilisat, das die Schiefer diskordant durchsetzt.



Post-D4 erfolgte in den Schiefen eine nur mikroskopisch nachweisbare Sprossung von Cordierit, die mit großer Wahrscheinlichkeit durch eine Kontaktmetamorphose im Zusammenhang mit der Intrusion des Granits von Schlächtenhaus hervorgerufen wurde. Die Blasten, die in den gesamten Schiefen auftreten und die älteren Gefüge unter Einschlussbildung überwachsen, sind vorwiegend an die Biotit-reichen Lagen gebunden. Generell nimmt ihre Größe (0,03 mm bis maximal 1,2 mm) von E nach W, also mit Annäherung an den Granit von Schlächtenhaus, zu. Der Cordierit wurde verbreitet durch spätere mylonitische Schieferungen (s5m, s6m) kräftig deformiert, z. T. zerbrochen und mit str-Höfen versehen. Ob die fast vollständige Pinitisierung der Minerale ihre Ursache in diesen Deformation hat, ist nicht mit Sicherheit festzustellen.

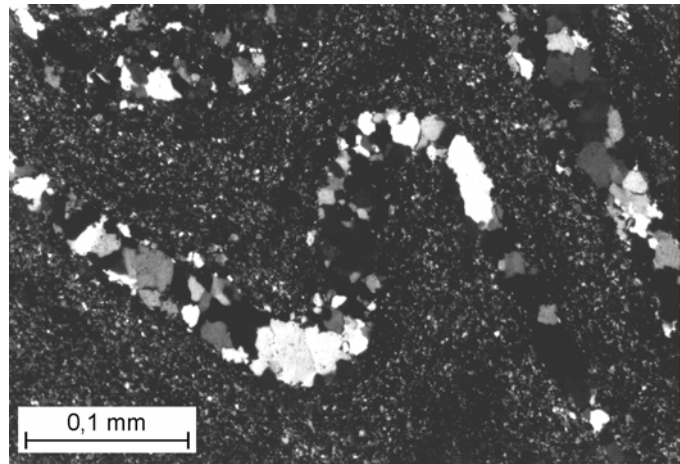
2.3.5. Metamorphosebedingungen

Die Metamorphosebedingungen für die D1 bis D4 der Schiefer von Schlächtenhaus sind nicht genau bestimmbar, da einerseits Indexminerale zur P-T-Abschätzung fehlen, andererseits durch die vom Malsburggranit ausgegangene Kontaktmetamorphose (statische Rekristallisationsgefüge, s. Abb. 12) sämtliche älteren Deformationsstrukturen von Quarz und Biotit überprägt worden sind. Auch mit Hilfe von Feldspäten ist keine T-Abschätzung möglich, da sie zwar verbreitet Deformationserscheinungen aufweisen, doch nicht mit Sicherheit zu entscheiden ist, ob diese während der D2 oder erst später als Folge einer lokalen duktilen Scherung (Kap. 2.4.) angelegt wurden.

Die vermutlich kontaktmetamorphe Sprossung von Cordierit im Zusammenhang mit der Intrusion des Granits von Schlächtenhaus zeigt an, dass vom Gesteinschemismus her eine Cordierit-Bildung während D1 bis D4 prinzipiell möglich gewesen wäre, die Bedingungen dafür (Temperaturen größer 500°C bei Drucken kleiner 4 kb [BUCHER & FREY 2002]) nicht gegeben waren.

Auf eine relativ "kalte" Anlage der D4 im unteren Bereich der Grünschieferfazies deutet das recht spröde Verhalten des Gesteins während dieser Deformation hin.

Abb. 12: Mikroskopische B3-Falte (gekreuzte Nicols) aus dem Steinbruch im W der Schieferscholle (R 06750, H 86670), die die kompositionelle Schichtung in Form eines Wechsels feinkörniger Glimmer-reicher und grober Quarz-reicher Lagen abbildet. Die verfalteten Quarz-Lagen zeigen statische Rekristallisationsgefüge, oft unter Ausbildung von Tripelpunkten, die auf die vom Malsburggranit ausgegangene Kontaktmetamorphose zurückzuführen sind.



2.3.6. Alter der regional wirksamen Deformationen

Für die vermutlich spätpräkambrischen bis kambrischen Schiefer von Schlächtenhaus (HANN & SAWATZKI 1998) kann das Alter der D1 bis D4 nur als prä-intrusiv bezogen auf den Granit von Schlächtenhaus eingegrenzt werden. Es muss damit älter als 334 ± 2 ma. sein (Intrusionsalter des Granits von Schlächtenhaus nach SCHALTEGGER 2000).

Als auffälliges Phänomen erweist sich die Ähnlichkeit des Gefügeinventars der Schiefer von Schlächtenhaus mit dem der Gneise in den Arbeitsgebieten Säckingen - Wehr und Hauenstein: Jeweils ist die s2 das prägende Gefügeelement und jeweils treten nachfolgend zwei Faltungen mit zugehörigen undeutlichen bzw. fehlenden Schieferungen auf, von denen die ältere eng, die jüngere deutlich offener ausgebildet ist.

Mit Sicherheit sind die Deformationen der Gneise und Schiefer in unterschiedlichen Tiefenstockwerken erfolgt, wie aus der unterschiedlichen Ausbildung der Gefüge abzulesen ist. Inwieweit sich die aufgezeigten Ähnlichkeiten durch zeitgleiche Deformationen in verschiedenen Krustenniveaus erklären lassen, muss offen bleiben.

2.4. Lokal wirksame duktile Deformationen

Neben den regional wirksamen Deformationen der Schiefer von Schlächtenhaus sind im Untersuchungsgebiet auch jüngere duktile Deformationen nachzuweisen, die eindeutig nur lokalen Charakter besitzen und durch Scherung entstanden sind (HINCKE & THIEDIG 1988, ECHTLER & CHAUVET 1992).

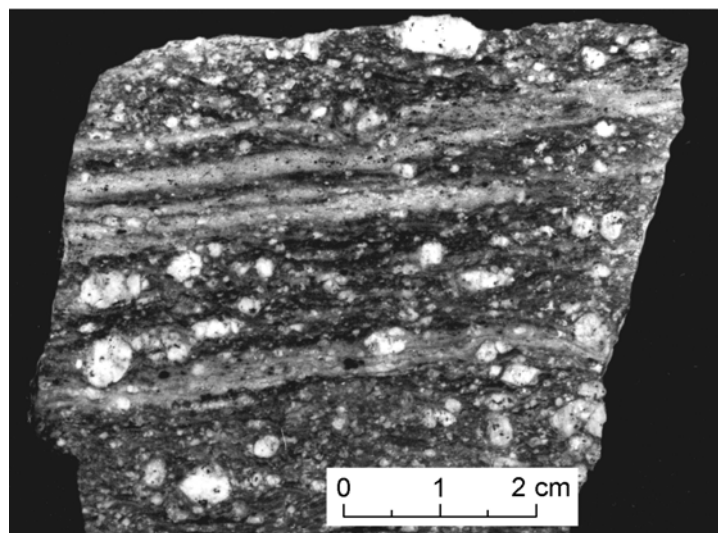
Durch die Kartierung konnten zwei altersmäßig unterschiedliche Bereiche ausgeschieden werden, in denen die Gesteine uneinheitliche Deformationsstärke und charakteristische mylonitische s-c-Gefüge (BERTHÉ et al. 1979; vgl. auch Kap. 1.4.) aufweisen, beides typische Anzeichen für das Vorliegen von Scherzonen:

- C einerseits im östlichen Verbreitungsgebiet der Granits von Schlächtenhaus,
- C andererseits in der Schieferordrand-Mylonitzone und den Schiefen von Schlächtenhaus.

Im Granit von Schlächtenhaus ergab die Kartierung, dass der Granit nicht in einheitlicher Stärke deformiert ist. Die Deformationsstärke nimmt einerseits von S nach N und andererseits von E nach W ab (s. Abb. 4 a - d, S. 25). Gegen W klingt die Deformation des Granits ganz aus, so dass im W-Teil des Verbreitungsgebietes des Granits von Schlächtenhaus (etwa westlich des Sandelkopfes) undeformierte Gesteine vorliegen.

Auch in der Schieferordrand-Mylonitzone ist ein Schwanken der Deformationsstärke nachzuweisen und wurde auf S. 28 ff. näher beschrieben. In diesem Bereich liegt als Folge der Scherbewegungen eine teilweise innige Verschuppung von Malsburggranit, Schiefen von Schlächtenhaus und im SW der Zone auch Granit von Schlächtenhaus vor. Die Gesteine der Mylonitzone sind die am stärksten deformierten Gesteine des Arbeitsgebietes und weisen lokal blastomylonitischen bis ultramylonitischen Charakter auf (Abb. 13).

Abb. 13: Anschliff eines Blastomylonits mit ultramylonitischen Scherbändern aus der Schieferordrand-Mylonitzone (Profilmeter 80 im Profil Abb. 6, S. 29). Die Zonen stärkerer Deformation spiegeln die mit zunehmender Mylonitisierung verbundene Reduktion der Korngröße wider. Die Längsachsen der z. T. linsigen weißen Feldspat-Porphyroklasten sind mäßig bis gut eingeregelt.



Der deformierte Granit von Schlächtenhaus und die Gesteine der Schieferrand-Mylonitzone weisen typische mylonitische s-c-Gefüge auf. Solche Gefüge entstehen bei duktiler Scherung während eines einzigen Deformationsaktes, wobei erst eine mylonitische- und nachfolgend, bei abklingender Deformation, eine "shear-band"-Schieferung angelegt wird (WHITE et al. 1980; vgl. Kap. 1.4.).

Allgemein erfolgt die Anlage der mylonitischen Schieferung dabei in einem Winkel von ursprünglich 45° zu den Grenzen der Scherzone, die Lineation folgt jedoch der Richtung der größten Extension (RAMSAY 1980). Die in der letzten Phase einer duktilen Deformation angelegte zweite Flächenschar ("shear-band"-Schieferung) verläuft parallel zu den Rändern der Scherzone und weist den gleichen Schersinn wie die Hauptscherzone auf. An ihr erfolgt eine Rotation der mylonitischen Schieferung, die in Bereichen starker Scherung bis fast zur vollständigen Parallelität beider Flächenscharen führen kann. Eine Lineation auf den "shear-band"-Scherflächen in Richtung der größten Extension während der Scherung (und somit parallel zur Lineation der mylonitischen Schieferung) ist ein verbreitetes Phänomen (EISBACHER 1996).

Im Arbeitsgebiet ist aus den unterschiedlichen Kontaktverhältnissen des Malsburggranits zu seinen Nebengesteinen zu folgern, dass die Schergefüge im Granit von Schlächtenhaus und auch im südöstlichsten, durch eine Störung abgeteilten Bereich der Schieferscholle, älter sein müssen als jene in der Schieferrand-Mylonitzone. Während die Schergefüge des Granits von Schlächtenhaus und der südöstlichsten Schiefer durch den Intrusionskontakt des Malsburggranits gekappt werden, ist in der Schieferrand-Mylonitzone auch der Malsburggranit mit in die Scherung einbezogen worden. Störungszonen trennen die drei Bereiche voneinander ab (vgl. Anlage 1).

Die Scherdeformation des Granits von Schlächtenhaus und der Schiefer im SE wird demzufolge als D5 mit der mylonitischen Schieferung s5m und der etwas späteren, aber im gleichen Deformationsakt angelegten "shear-band"-Schieferung s5s indiziert (m für mylonitisch, s für "shear-band"). Analog wird die Scherung in der Schieferrand-Mylonitzone als D6 mit den zwei separaten Schieferungen s6m und s6s benannt.

Im Folgenden werden die Scherdeformationen chronologisch nach ihrer Altersstellung (D5, D6) beschrieben. Dabei bleiben die Schiefer von Schlächtenhaus unberücksichtigt. Ihnen ist ein gesondertes Kapitel gewidmet, in dem die D5- / D6-Schergefüge in den Schiefen zusammenfassend beschrieben werden, da in vielen Schiefen weder makroskopisch noch mikroskopisch eine eindeutige Zuordnung der Schergefüge zu D5 und/oder D6 getroffen werden kann.

2.4.1. Scherdeformation D5

Die D5 ist die prägende Deformation des Granits von Schlächtenhaus.

2.4.1.1. Mylonitische Schieferung s5m

Die mylonitische Schieferung s5m wird im Granit von Schlächtenhaus abgebildet über ein Lagengefüge, das sich aus feinen Biotit-Muskowit-Lagen, geplätteten, bis mm-mächtigen Quarz-Aggregaten sowie mäßig geregelten Quarz-Feldspat-Lagen zusammensetzt. Feldspäte von mehreren mm Größe werden von der Schieferung "umflossen" und besitzen lange str5m-Höfe, die auf den Schieferungsflächen als Lineation L5m zu erkennen sind. Die vereinzelt auftretenden, maximal 2 cm langen Feldspat-Großkristalle sind fast immer kataklastisch zerbrochen, die einzelnen Bruchstücke gegeneinander rotiert und dadurch in s5m eingeregelt worden. Auch sie weisen deutliche str5m-Höfe auf und sind auf den Schieferungsflächen als Minerallineation L5m zu erkennen.

Nur im N und W des Granitvorkommens, wo die s5m die dominierende Flächenschar ist, spaltet der Granit nach s5m. Gegen S und E ist in zunehmender Stärke eine jüngere Schieferung s5s ausgebildet, an der die s5m-Flächen zerschert und rotiert werden. Im makroskopischen Erscheinungsbild tritt die s5m in diesen Bereichen zurück zugunsten der dort prägenden jüngeren Schieferung, nach der der Granit beim Anschlagen bricht.

Die s5m fällt mit durchschnittlich 30° nach N (keine bis sehr schwache Rotation an s5s) bis NE (starke Rotation an s5s) ein. Die Lineation L5m besitzt im gesamten Granit eine konstante Lage und taucht mit ca. 15° nach NW ab (vgl. Anlage 1 und Anhang Flächendiagramme, S. 125 f.). Starke Abweichungen von diesen Werten sind nur in unmittelbarer Nähe der Störung Kandern - Hausen - Raitbach zu beobachten und auf bruchtektonische Verstellung zurückzuführen.

Mikroskopisch tritt die s5m als fein- bis mittelkörniges, unregelmäßig-flaseriges Lagengefüge in Erscheinung, das je nach Deformationsstärke des Gesteins feiner und straffer oder gröber und undeutlicher ausgeprägt ist. Es wird gebildet durch schmale, oft mehrere cm-lange Biotit-Muskowit-Züge, bis mm-mächtige, langgestreckte Quarz-Aggregate und durch meist etwas dünnere Quarz-Feldspat-Lagen. Feldspäte von mehreren mm-Größe liegen als Porphyroklasten, teils mit eingeregelten Längsachsen, teils auch quer, in der feineren Matrix und sind mit deutlichen str5m-Höfen versehen.

Die einzelnen Minerale sind wie folgt ausgebildet:

Quarz: ist zu langen, str5m-parallelen Aggregaten geplättet. Diese weisen entweder Subkornbau auf und werden randlich und von den Subkorn Grenzen aus von winzigen syntektonischen Re-kristalliten überwachsen, oder setzen sich fast ausschließlich aus kleinen, undulösen Quarzen mit kräftig suturierten Korn Grenzen (ebenfalls syntektonische Re-kristallite) zusammen. Nur in Extensionsrissen und str5m-Höfen größerer Feldspatporphyroklasten tritt statische Re-kristallisation auf (polygonale Pflastergefüge mit Tripelpunkten).

Die Korngröße der Quarze variiert stark (0,1 mm bis 1,5 mm) und kann als Maß für die Deformationsstärke herangezogen werden: Je kleiner die Quarze, umso kräftiger wurde das Gestein deformiert und umso feiner ist das Lagengefüge.

Plagioklas ist in zwei Ausbildungen vertreten:

1. in Form 1 - 5 mm großer hypidiomorpher Altkörner mit komplexer Verzwilligung (Albit-, Periklin-, vereinzelt auch Karlsbader Zwillinge), schwachem Zonarbau und oft kräftiger Serizitisation im Kern. Die Altkörner zeigen fast ausnahmslos starke Deformationserscheinungen (undulöse Auslöschung, Kataklase, vereinzelt Verbiegung und Deformationsverzwilligung). Eine Rotation, die eine mehr oder weniger deutliche Einregelung der Minerallängsachsen zur Folge hatte, ist abzulesen an asymmetrisch ansetzenden str5m-Höfen.
2. Als Saum die Altkörner umgebend, z. T. auch in feinen Quarz-Feldspat-Lagen "nesterartig" angereichert (Zerfall von Altkörnern), finden sich isometrische, um 0,2 mm große strain-freie Plagioklas-Rekristallisate. Sie sind sehr frisch, oft nach dem Albitgesetz verzwilligt und grenzen in Tripelpunkten aneinander.

Alk'Feldspat: liegt ebenso wie der Plagioklas einerseits in Form deformierter Altkörner (xenomorphe Mikropertithe), andererseits als syntektonische Rekristallisat-Generation vor. Die Korngrößen entsprechen jeweils denen der Plagioklase.

Biotit: tritt überwiegend in Form bis 1 mm langer, schmaler strain-freier Leisten von kräftig brauner Farbe auf, die mit ihrer Basis s5m-parallel eingeregelt sind und sich zu losen Zügen zusammenfinden. Diesen kleinen Biotiten stehen vereinzelt bis 3 mm lange und 1,5 mm breite spindelförmige Altkörner gegenüber, die zwar ebenfalls mit ihrer Längsachse in s5m liegen, jedoch verbreitet kräftig deformiert sind (Verbiegung, undulöses Auslöschen, "kink-bands"). Vor allem randlich beginnen sie häufig zu rekristallisieren, indem sie dort von den oben beschriebenen feinen Biotit-Leisten orientiert überwachsen werden.

Muskowit: ist in der Regel etwas größer als der Biotit, liegt aber wie dieser einerseits in einer kleinen, leistenförmigen Rekristallisat-Generation, andererseits in Form bauchiger, ausgeschwänzter Altkörner mit deutlicher undulöser Auslöschung vor. Häufig ist er nicht ganz so gut in s5m eingeregelt wie der Biotit, mit dem zusammen er die s5m-parallel verlaufenden Glimmerlagen bildet. Orientierte Verwachsungen von Biotit und Muskowit sind häufig.

Cordierit: ist meist relativ frisch und beginnt nur randlich und von den unregelmäßigen Spalt- rissen ausgehend, zu pinitisieren. Die hypidiomorphen Individuen bis 2 mm Größe sind zuweilen polysynthetisch verzwilligt und überwiegend mit ihren Längsachsen in s5m eingeregelt. Eine Bildung des Cordierits im Zusammenhang mit der D5-Scherdeformation kann ausgeschlossen werden, da auch in Schliffen aus vollkommen undeformierten Graniten Cordierit auftritt.

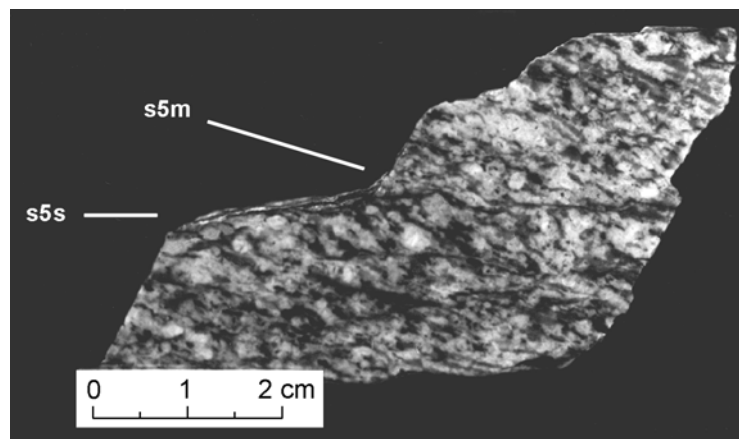
Je nach Stärke des Deformationsgefüges sind die beschriebenen Deformationserscheinungen der Minerale schwächer oder stärker ausgeprägt. Allgemein nimmt mit abnehmender Korngröße des Gesteins, bedingt durch intensivere Mylonitisierung, die Menge der Minerale zu, die als Rekristallite vorliegen, während die Altkörner seltener werden.

2.4.1.2. “Shear-band”-Schieferung s5s

Als markantestes Gefügemerkmal tritt im S und SE des Granits von Schlächtenhaus eine mit einer kräftigen Lineation L5s versehene Flächenschar s5s auf, nach der das Gestein beim Anschlagen und bei der Verwitterung plattig bricht (vgl. Abb. 14). Winzige Biotit- und Muskowit-Schuppen überziehen die Schieferungsflächen mit einem feinen Glimmer-“Teppich” oder bilden in Bereichen, die etwas ärmer an Glimmern sind, eine Minerallineation L5s auf den Schieferungsflächen aus.

Abb. 14: Stark deformierter Granit von Schlächtenhaus aus dem Höllental (R 05330, H 85415) im SE des Verbreitungsgebietes.

Die mylonitische s5m, nach der die Minerale geregelt sind, wird an feinen, Biotit-besetzten s5s-Scherflächen, die als durchhaltende Lagen das Gestein im cm-Bereich durchziehen, geschleppt und rotiert.



Die s5s ist im gesamten Granit sehr uneinheitlich ausgeprägt. Während sie im S und SE das Gestein als prägende Schieferung im mm-Bereich durchzieht und eine kräftige Rotation und Schleppung der s5m verursacht, wird sie gegen N und W immer weitständiger und feiner und rotiert das s5m Gefüge nur noch schwach. Im W und NW tritt sie schließlich gar nicht mehr auf.

Im Gegensatz zu s5m besitzt die s5s eine konstante Raumlage. Bei einem Streichen von ca. 140° fällt sie mit durchschnittlich 55° nach NE ein. Die L5s verläuft annähernd parallel zum Streichen der s5s; sie taucht mit 15° nach NW ab. Auffällig ist die sehr gute Übereinstimmung der Raumlage der L5m und L5s (s. Anhang Flächendiagramme, S. 126).

Mikroskopisch ist die s5s in Form sehr feiner, meist nur 0,1 mm-mächtiger Biotit-Muskowit-Lagen ausgebildet, die das Gestein je nach Deformationsstärke im mm- bis cm-Bereich durchsetzen. Die Glimmer-Lagen bestehen aus kleinen, vorwiegend leistenförmigen, meist strain-

freien Biotiten und untergeordnet Muskowiten, die mit ihrer Basisfläche schieferungsparallel eingeregelt sind und in ihrer Größe innerhalb verschiedener Scherbahnen als Folge unterschiedlich starker Scherung beträchtlich schwanken können (0,01 mm bis 0,2 mm), stets aber kleiner sind als die Glimmer-Rekristallite der s5m.

An den s5s-Scherbahnen wird die spitzwinklig zu s5s verlaufende mylonitische Schieferung s5m deformiert. Allgemein werden die Glimmer- und Quarz-Lagen unter Korngrößenreduktion und gleichzeitiger syntektonischer Rekristallisation der einzelnen Minerale in s5s eingeschleppt und verbogen, während größere Feldspäte und Feldspat-reiche Lagen rein kataklastisch zerschert werden.

Besonders gut ist die an s5s erfolgte Deformation an in s5m eingeregelten Muskowit- und Biotit-Altkörnern zu erkennen: Mit ihrer (001)-Spaltbarkeit liegen diese parallel der s5m, werden aber an den Enden jeweils in s5s umgeregelt, wodurch sie eine typische spindelförmige Gestalt erhalten (Abb. 15).

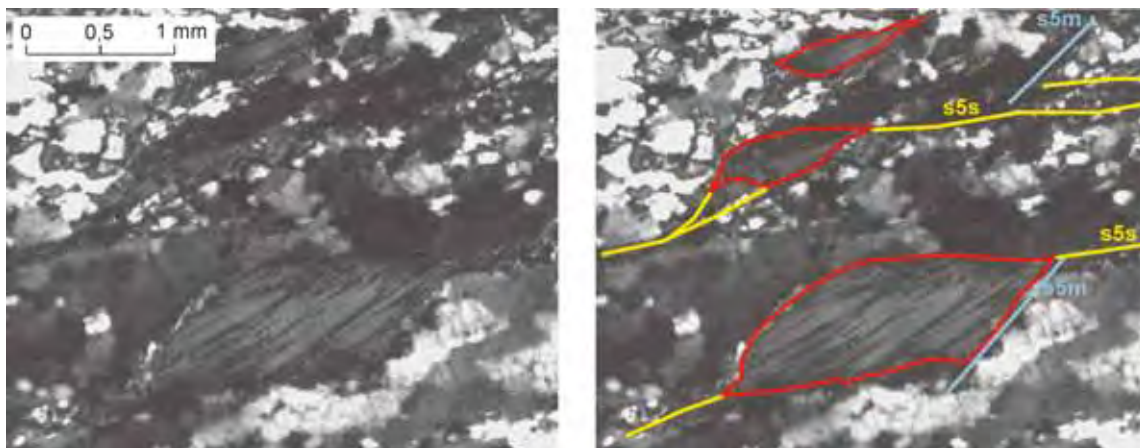


Abb. 15: Dünnschliffphoto (mit gekreuzten Nicols) eines mäßig deformierten Granits von Schlächtenhaus, ca. 200 m östlich Schrohnmühle (R 05500, H 85400). Ein großes Biotit-Altkorn war ursprünglich parallel s5m eingeregelt, erkennbar an den Spaltrissen des Minerals, die parallel zu s6m verlaufen. Durch Anlage der s5s ist das Altkorn an den Enden in die jüngere Scherbahn einrotiert worden und hat dadurch einen spindelförmigen Umriss erhalten. Zwei kleinere Biotite im oberen Schliffbereich zeigen das gleiche Erscheinungsbild einer dextralen Scherung.

2.4.2. Scherdeformation D6

Die Scherdeformation D6 ist verantwortlich für die Entstehung der Schieferordrand-Mylonitzone. In ihr wurden Malsburggranit, Schiefer von Schlächtenhaus und ganz im SW der Zone auch Granit von Schlächtenhaus intensiv zerschert und miteinander verschuppt. Die makroskopischen und mikroskopischen Gefüge wurden schon auf S. 28 ff. dargestellt, weshalb in diesem Kapitel nur eine Kurzbeschreibung erfolgt.

2.4.2.1. Mylonitische Schieferung s6m

In der Schieferrand-Myonitzone ist die mylonitische Schieferung je nach betroffenem Gestein und je nach Stärke der Deformation unterschiedlich ausgeprägt. Sie wird abgebildet über ein schwaches bis sehr deutliches Lagengefüge. Allgemein ist zu beobachten, dass mit zunehmender Deformationsstärke die Korngröße des Gesteins abnimmt.

Bei den granitischen Gesteinen (Malsburggranit und im SW auch Granit von Schlächtenhaus) reicht die Varianzbreite von

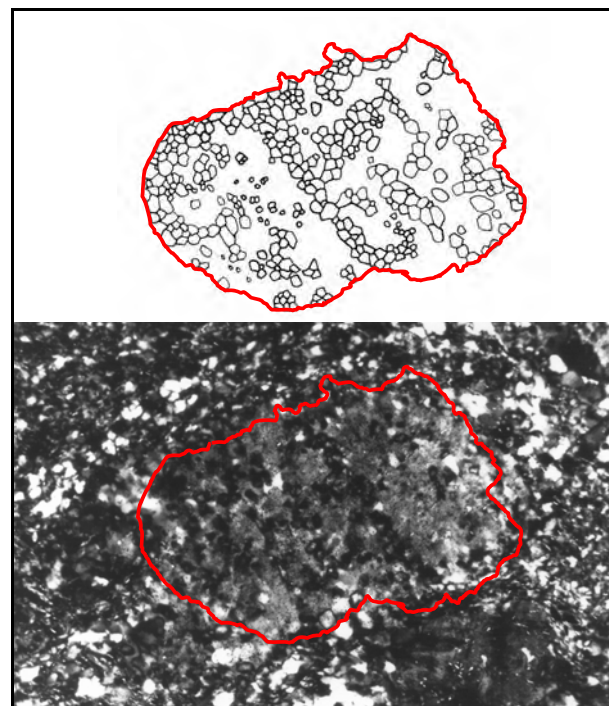
- C mittelkörnigen, fast undeformierten, schwach porphyrischen Graniten mit bis cm-großen Feldspäten
- C über feinkörnige, stark geschieferte "Augengneise" mit lang ausgezogenen Quarz-Aggregaten, zu Lagen angeordneten Biotiten und kataklastisch deformierten, bis 7 mm-großen Feldspat-Porphyroblasten
- C bis hin zu äußerst feinkörnigen, strafflagigen Ultramyloniten mit nur noch mm-großen Feldspat-"Augen".

Die feinkörnigen Schiefer zeigen kein solch makroskopisch erkennbares Varianzspektrum. An ihnen ist eine starke Mylonitisierung meist nur mit Hilfe von langgezogenen Streckungshöfen um winzige Feldspat-Porphyroblasten festzustellen.

Typisch für das Mikrogefügebild aller Gesteine der Mylonitzone ist neben der Korngrößenreduktion in den stärker deformierten Gesteinen vor allem die verbreitete syntektonische Rekristallisation von Feldspat (Abb. 16).

Abb. 16: orientierter Dünnschliff (gekreuzte Nicols) eines Schiefers aus der Schieferrand-Myonitzone (Profilmeter 72 im Profil Abb. 6, S. 29). Die Schnittlage ist quer zur str6m-Lineation, weshalb keine Druckschatten um den rot umrandeten Feldspat zu erkennen sind. Der Feldspat hat eine größte Länge von 6 mm.

Ein gegenüber der Matrix viel größeres Feldspat-Alt Korn wird von kleinen Feldspat-Rekristalliten überwachsen. Diese zeigen etwa gleiche Korngröße wie die Matrixminerale (überwiegend Quarz und Feldspat).



Die s_6m fällt in der Schieferrand-Mylonitzone mit $50-55^\circ$ nach N bis NE ein. Die Lineation L_6m taucht sehr einheitlich mit 15° nach NW ab.

2.4.2.2. “Shear-band”-Schieferung s_6s

In der Schieferrand-Mylonitzone ist in allen deformierten Gesteinen eine “shear-band”-Schieferung s_6s ausgebildet, die aber sehr uneinheitlich ausgeprägt ist. Im N und S der Zone durchzieht sie das Gestein im cm-Bereich als feine, Glimmer-besetzte Scherflächenschar, während sie im zentralen Teil der Mylonitzone zum bestimmenden Gefügeelement wird, im mm-Bereich auftritt und dort die s_6m fast bis in Parallelität zu s_6s rotiert (vgl. Abb. 13, S. 39, ultramylonitische Lagen). Verbreitet weisen die s_6s -Fläche eine feine Minerallineation auf, hervorgerufen durch Biotit-Züge.

Mikroskopisch zeigt sich, dass in solchen granitischen Partien der Scherzone, die eine starke Deformation erfahren haben, Quarz und Biotit beide noch syntektonisch rekristallisieren, während Feldspäte stets kataklastisch reagieren. In Zonen schwächerer Scherung rekristallisiert Quarz zwar noch, Biotit aber nur noch beginnend.

Die s_6s fällt im Durchschnitt mit ca 55° nach NE ein; die verbreitet auf den Scherflächen auftretende Lineation L_6s taucht mit 15° nach NW ab.

2.4.3. Scherdeformation D5 / D6 in den Schiefen von Schlächtenhaus

Die Schergefüge, die in den Schiefen von Schlächtenhaus zu erkennen sind, sind jünger als die regional wirksamen Deformationen D1 - D4, sind aber, zumindest teilweise, nicht zeitgleich entstanden:

- C Im äußersten SE der Schieferscholle werden die vorhandenen Schergefüge am Intrusionskontakt zum (undeformierten) Malsburggranit abgeschnitten, sind also vor dessen Intrusion schon vorhanden gewesen - analog zu den Scherungen im Granit von Schlächtenhaus können sie als D5 indiziert werden.
- C In der Schieferrand-Mylonitzone wurde der Malsburggranit mit in die Scherbewegungen einbezogen, die damit als D6 eingestuft werden können. Aus dem fließenden Übergang von Schiefen der Schieferrand-Mylonitzone in “normale” Schiefer der Schieferscholle - ohne Gefügeänderung - ergibt sich, dass zumindest im Randbereich der Mylonitzone die Schiefer auch D6-Schergefüge aufweisen.

Überall dort, wo keine solch eindeutigen Lagebeziehungen vorhanden sind, können D5- und D6-Schergefüge im Schiefer makroskopisch nicht voneinander getrennt werden, da sie in ihrer

Raumlage nicht voneinander abweichen. Sie werden deshalb zusammenfassend und ungegliedert als D5/6 beschrieben.

2.4.3.1. Mylonitische Schieferung s5/6m

In den Schiefen von Schlächtenhaus ist eine mylonitische Schieferung s5/6m ausgebildet, die die vorgegebene Hauptschwächezone des Gesteins, die s2, nutzt und wiederbelebt. Diese Überprägung der s2 durch die mylonitische Schieferung ist vor allem mikroskopisch belegbar:

Cordierite, die wahrscheinlich kontaktmetamorph gesprosst sind (im Zusammenhang mit der Intrusion des Granits von Schlächtenhaus, vgl. S. 37) und Korngrößen bis 1,2 mm aufweisen, führen hin und wieder Einschlüsse von Biotit-Leisten. Diese Einschluss-Biotite sind untereinander einheitlich orientiert und bilden ein gepanzertes reliktsches Schieferungsgefüge (Interngefüge si) ab, das parallel zum Externgefüges s5/6m verläuft. Das si, das das s2-Gefüge repräsentiert, wird aber aus wesentlich größeren Biotiten aufgebaut als das externe Schieferungsgefüge, was darauf hindeutet, dass nach der Sprossung der Cordierite (also post-D4) eine Korngrößenreduktion des Gesteins stattgefunden haben muss. Dabei wurden die vorgegebenen Schwächezonen wiederbelebt. Für eine Rotation der älteren Schieferungen in Parallelität zu s5/6m finden sich keine Hinweise (keine Rotation des si).

klastische Schwermineralkörner: Die Korngröße der klastischen Schwerminerale Titanit, Zirkon und Apatit übersteigt immer, in der Regel sogar um den Faktor 5 - 10, die Größe der Quarze und Biotite. Dieser Korngrößensprung kann durch das unterschiedliche Verhalten der Minerale auf duktile Verformung erklärt werden: Während Quarz und Biotit durch kristallplastische Prozesse verformt werden, die zu einer Korngrößenreduktion verbunden mit einer Rekristallisation führen (vgl. u. a. WHITE et al. 1980), verhalten sich Titanit, Zirkon und Apatit plastischer Deformation gegenüber sehr viel resistenter und reagieren häufig nur durch Kataklyse (Bildung von Extensionsrissen). Sie lassen daher noch in etwa auf ihre ursprüngliche Korngröße schließen.

Feldspat-Porphyrklasten: Ein vergleichbares Verhalten gegenüber plastischer Deformation weisen die Feldspäte auf, die als Porphyroklasten in unterschiedlicher Häufung fast überall im Schiefer zu finden sind. Mit Korngrößen zwischen 0,6 mm und 1,5 mm lassen auch sie den deutlichen Korngrößensprung zur feinkörnigen, Quarz- und Biotit-reichen Matrix erkennen.

Die Mikrogefügebeobachtungen erlauben den Schluss, dass das feinkörnige bis sehr feinkörnige Gefüge der Schiefer sekundär als Folge einer Korngrößenreduktion, hervorgerufen durch eine Mylonitisierung, gedeutet werden muss und nicht auf ein sehr feinkörniges Edukt und eine nur schwache Metamorphose (STOBER 1954, SICKINGER 1983) zurückgeführt werden kann.

Makroskopisch ist das s5/6m-Gefüge nur dort eindeutig als solches anzusprechen, wo in größerer Häufung erkennbare Feldspat-Porphyroblasten in einer sehr feinen Matrix auftreten. Die meist linsig erscheinenden Feldspäte sind parallel der Schieferung eingeregelt und mit deutlichen Streckungshöfen versehen. Vereinzelt bilden sie auf den dunklen, z. T. mit feinsten Biotit-“Teppichen” überzogenen Schieferungsflächen, nach denen das Gestein plattig spaltet, eine Minerallineation aus. Sie verläuft parallel einer feinen Striemung L5/6m, die verbreitet auf s5/6m zu beobachten ist.

Mikroskopisch wird die mylonitische Schieferung abgebildet über ein sehr feinkörniges, engständiges Schieferungsgefüge, das das s2-Gefüge fast vollständig überprägt. Reste der s2 sind nur noch als gepanzerte Reliktgefüge in Cordierit-Blasten und in einzelnen, weniger stark von der Mylonitisierung betroffenen Bereichen erhalten. Sie verlaufen stets parallel der s5/6m.

In der sehr feinkörnigen Matrix mit durchschnittlichen Korngrößen um 0,01 mm (die Korngröße kann in einzelnen stärker oder schwächer von der Scherung betroffenen Lagen deutlich nach unten oder oben abweichen) liegen in wechselnder Menge Porphyroklasten aus Plagioklas, Alk'Feldspat, Titanit, Zirkon, Apatit und Cordierit eingestreut, die häufig Extensionsrisse und fast immer deutliche Streckungshöfe aufweisen. In beide ist druckgelöster Quarz eingewandert, der stets gröber als in der Matrix ist, da er in diesen Bereichen von der Mylonitisierung verschont blieb.

Die Größe der Porphyroklasten nimmt mit zunehmender Deformationsstärke des Gesteins ab und schwankt daher in verschiedenen Schriffen erheblich.

Mit durchschnittlich 50° fällt die s5/6m nach N ein und verläuft in etwa parallel der s5m des Granits von Schlächtenhaus. Die feine Lineation L5/6m auf vielen Schieferungsflächen fällt ebenfalls wie die L5m des Granits mit ca. 15° nach NW (s. Flächendiagramme S. 125 f.).

2.4.3.2. “Shear-band”-Schieferung s5/6s

Im N der Schieferscholle tritt mit zunehmender Häufung eine im spitzen Winkel zur mylonitischen Schieferung verlaufende Flächenschar s5/6s auf, die eine feine, deutliche Lineation aufweist und nach der das Gestein mehr oder weniger gut spaltet. Die sehr feinen, dunklen Bahnen lassen makroskopisch keine Mineralorientierung erkennen, rotieren jedoch die Streckungshöfe der Feldspat-Porphyroklasten und sind dadurch als s5/6s-Scherbänder anzusprechen.

Die s5/6s ist innerhalb der gesamten Schieferscholle vorhanden, tritt jedoch im S nur undeutlich und weitständig (cm- bis dm-Bereich) auf, während sie gegen N und W (Richtung Mylonitzone) immer engständiger ausgebildet ist (mm-Bereich).

Mikroskopisch sind die äußerst feinen s5/6s-Scherbänder stets als durchhaltende, mit Opakmaterial und feinsten Glimmer-Schüppchen und -Leisten besetzte Flächen zu erkennen, an denen

eine Schleppung und Scherung des s5/6m-Gefüges erfolgt ist. Je engständiger die “shear-band”-Schieferung das Gestein durchzieht, umso stärker wird das s5/6m-Gefüge rotiert und nähert sich in der Raumlage der s5/6s an.

Die s5/6s streicht in den Schiefen NW-SE (gleiche Richtung wie die s5s im Granit von Schlächtenhaus) und fällt mit ca. 60° nach NE ein. Die L5/6s taucht, analog der L5s im Granit, mit 15° nach NW ab (s. Anlage 1 und Flächendiagramme, S. 125 f.).

2.4.4. Die Scherdeformationen: Bewegungssinn, Alter und P-T-Bedingungen

Im Arbeitsgebiet Schlächtenhaus liegen zwei Scherzonen unterschiedlicher Alterstellung vor, die während einer D5 (Scherzone im Granit von Schlächtenhaus) bzw. einer D6 (Scherzone in den Schiefenordrand-Myloniten) gebildet worden sind.

Aus dem Streichen und Einfallen der “shear-Band”-Schieferungen (s5s bzw. s6s) ist für die D5 ebenso wie für die D6 auf eine NW-SE-streichende, mit ca. 50° nach NE einfallende Scherzone zu schließen. Die Bereiche stärkster Deformation, gekennzeichnet durch einen nur geringen Winkel zwischen der s5m und s5s bzw. s6m und s6s, finden sich im SE des Granits von Schlächtenhaus nördlich und nordöstlich des Ortes Schlächtenhaus (D5) und in der Schiefenordrand-Mylonitzone (D6).

Aus dem Verlauf der Lineationen L5m / L5s und L6m / L6s, die die Richtung des tektonischen Transportes anzeigen (RAMSAY 1980), wird der Blattverschiebungscharakter der duktilen Scherzone deutlich (Abtauchen der Lineationen mit ca. 15° nach NW). Die Richtung der Bewegung entlang der Scherzone kann aus verschiedenen Schersinn-Indikatoren abgeleitet werden:

- C Schon makroskopisch ist der Schersinn durch die Richtung des Versatzes der mylonitischen Schieferung durch die “shear-band”-Schieferung zu bestimmen, die nach SIMPSON und SCHMID (1983) dem Schersinn des Gesamtsystems entspricht. Er ist sowohl für D5 als auch für D6 als dextral mit schwacher Aufschiebungskomponente einzustufen.
- C Zu einer identischen Aussage gelangt man durch die Auswertung von Mikrogefügeindikatoren (u. a. LISTER und SNOKE 1984, EISBACHER 1996): einerseits durch die an Porphyroklasten ansetzenden asymmetrischen Streckungshöfe, andererseits durch spindelförmige Biotite, die mit ihrer (001)-Spaltbarkeit leicht gegen s5 geneigt sind. Auch sie belegen eine dextrale Blattverschiebung mit schwacher relativer Aufschiebung.

Somit liegen im Arbeitsgebiet zwei Scherzonen vor, die beide als dextrale NW-SE-streichende und mit ca. 50° nach NE einfallende Blattverschiebungen mit schwachem überschiebenden Charakter einzustufen sind.

Diese Bewertung steht im Gegensatz zu ECHTLER und CHAUVET (1992), die einerseits nur eine Scherzone erkennen (da sie die Kontaktbeziehungen nur unzureichend berücksichtigen), andererseits ein signifikant steileres Abtauchen der Lineation von 30 - 40° angeben und daraus eine deutlich stärkere Überschiebungskomponente ableiten.

Beide Scherzonen sind nur rudimentär erhalten, da sie durch jüngere Intrusionskontakte (Malsburggranit gegen Granit von Schlächtenhaus) und/oder entlang von Störungen abgeschnitten werden. Echte Scherzonengrenzen, die an einem allmählichen Abklingen der Scherdeformation zu erkennen sind, finden sich im W des Granits von Schlächtenhaus zwischen Friedrichsbrunnen im N und der Sandelhalde im S. In der jüngeren Scherzone fallen die echten Scherzonengrenzen mit dem kartierten NE- und N-Rand der Schieferndrand-Mylonitzone zusammen.

Das Alter der Scherdeformation lässt sich anhand der vorliegenden radiometrischen Altersdaten für den Granit von Schlächtenhaus, den Malsburggranit und Granitporphyre des Südschwarzwaldes (alle Datierungen durch SCHALTEGGER, 2000) sehr genau eingrenzen.

Tab. 1: Radiometrische Altersdaten, ermittelt durch SCHALTEGGER (2000)

Gestein	Alter (in ma.)	Methode
Granitporphyre (bei Präg)	332 ± 2-4; 333 ± 5	Zirkon, $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$
Malsburggranit	333 ± 2	Zirkon, $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$
Granit von Schlächtenhaus	334 ± 2	Monazit, $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$

Die D5-Scherung betrifft nur den Granit von Schlächtenhaus und nicht den nördlich angrenzenden Malsburggranit. Damit muss sie im Unterkarbon im Zeitraum zwischen ca. 334 und 333 ma. stattgefunden haben.

Während dieser ersten Scherphase erfolgte die Deformation des Granits von Schlächtenhaus und auch der Schiefer von Schlächtenhaus (D5 in den Schiefen im SE der Schieferscholle) entlang einer NW-SE-streichenden, mindestens ca. 2 km breiten Scherzone. Diese vorgegebene Schwächezone des Gesteins wurde post-D5 vom Malsburggranit zumindest teilweise als Intrusionsbahn genutzt, wodurch der nördliche und nordöstliche Flügel der Scherzone verloren ging.

In eine zweite, spätere Deformationsphase D6 ist die Anlage der Schieferndrand-Mylonitzone zu datieren. Die Deformationsgefüge des Malsburggranits in diesem Bereich belegen, dass auch er lokal von Scherbewegungen betroffen wurde. Diese jüngeren Scherbewegungen erfolgten in der Schieferndrand-Mylonitzone und klangen in den Schiefen von Schlächtenhaus nach S ab. Granitporphyrgänge, die an zwei Stellen die Schieferndrand-Mylonitzone durchschlagen, wurden nicht mehr von der Scherdeformation betroffen. Somit ergibt sich für die Scherdeforma-

tion ein Alter von etwa 333 - 332 ma.

Wahrscheinlich erfolgte die Scherung nur kurze Zeit nach dem Erkalten des Granits, denn die jüngsten duktilen Deformationsgefüge (s6s) sind in den Schiefen noch durch eine statische Rekristallisation von Quarz und Biotit überprägt worden. Das ist nur erklärbar durch Wärmeabgabe aus der Kontaktaureole des Malsburggranits. Die Kontaktaureole muss postdeformativ noch genügend warm gewesen sein, um eine statische Rekristallisation von Quarz und Biotit (T größer ca. 300°C nach VOLL 1976, 1980) in den Schiefen zu ermöglichen.

Für die Bestimmung der Metamorphosebedingungen während der Scherdeformationen fehlen Indexminerale, weshalb auf das Rekristallisationsverhalten der Minerale Feldspat, Quarz und Biotit für eine T-Abschätzung zurückgegriffen wird.

Die Anlage der s5m / s6m wird in den stark deformierten Bereichen des Granits von Schlächtenhaus und der Schiefenordrand-Mylonitzone häufig von einer kräftigen Rekristallisation von Feldspat begleitet, die aufzeigt, dass die Schwellentemperatur der Feldspat-Rekristallisation von ca. 500°C (VOLL 1980) deutlich überschritten war. Das Vorliegen von vereinzelt Cordieriten im Granit von Schlächtenhaus, die sämtlich nur schwach pinitisiert sind, lässt auf Drucke kleiner 4 kb (Stabilitätsgrenze des Cordierits nach BUCHER & FREY 2002) bei Anlage der mylonitischen Schieferung s5m schließen. Für die s6m ist keine Druckabschätzung möglich.

Während der spätdeformativen Anlage der s5s und s6s sanken die Temperaturen unter 500°C ab, da keine Rekristallisation von Feldspat mehr erfolgte. Die Rekristallisationstemperaturen von Biotit und Quarz (ca. 300°C und 290°C nach VOLL 1976, 1980) wurden jedoch beide in den sehr stark bis mäßig deformierten Partien des Granits von Schlächtenhaus und den Graniten der Schiefenordrand-Mylonitzone noch überschritten. Erst in Bereichen, in denen die s5s nur schwach ausgebildet ist, nahe den ehemaligen Grenzen der Scherzone, sank die Temperatur auf Werte zwischen 290°C und ca. 300°C ab (Quarz rekristallisiert noch beginnend, Biotit nicht mehr). Für die s6s ist diese abklingende Metamorphose wegen der kontaktmetamorphen Beeinflussung der Schiefer sowie auch von Teilen der Schiefenordrand-Mylonitzone nicht zu belegen, muss aber zwangsläufig stattgefunden haben.

Eine Druckabschätzung kann für die s5s und s6s wegen fehlender Indikatoren nicht erfolgen.

Obwohl die D5 und D6 zeitlich nacheinander erfolgten (mit einem Abstand bis etwa 1 ma.), liefen sie unter vergleichbaren maximalen P-T-Bedingungen und einem gleichgerichteten Beanspruchungsplan ab.

Trotzdem unterscheiden sich die Scherzonen aber deutlich voneinander durch ihre Breite und die Art der Scherdeformation:

- C Im Granit von Schlächtenhaus klingt die Scherdeformation über mehrere km Distanz ganz allmählich ab und lässt so auf eine nur noch rudimentär erhaltene mindestens ca.

2 km breite Scherzone schließen. Selbst in Bereichen stärkster Scherung, nordöstlich von Schlächtenhaus, bleibt der Granit noch als Granit erkennbar. Ultramylonite und Blastomylonite (vgl. Kap 1.4.) treten nicht auf. Charakteristisch ist die insgesamt sehr gleichmäßige Zu- bzw. Abnahme der Deformationsstärke, ohne dass Zonen stärkerer Deformation zwischengeschaltet sind.

- C Die Schieferordrand-Mylonitzone ist viel schmaler - hier ist die Hauptdeformation auf die ca. 100 - 150 m breite Zone beschränkt und klingt nach N und auch nach S (zunehmende Weitständigkeit der "shear-band"-Schieferung) rasch ab. Die Deformationsstärke schwankt stark und teilweise recht sprunghaft: sehr stark deformierte Bereiche mit Blastomyloniten und Ultramyloniten (vgl. Abb. 13, S. 39) treten wiederholt auf und sind meist auf separate mm- bis selten m-mächtige Zonen beschränkt, die dann wieder von viel schwächer deformierten Gesteinen umgeben sein können. Die ganze Zone wirkt in ihrer Deformation sehr inhomogen.

Im Zuge der jüngeren D6-Scherung fand keine Reaktivierung von Scherdeformation im heute aufgeschlossen Teil des Granits von Schlächtenhaus statt, da ein sprunghaftes Schwanken der Deformationsstärke, wie es typisch für die Schieferordrand-Mylonitzone ist, im Granit von Schlächtenhaus nicht nachzuweisen ist.

2.5. Bruchtektonik

Das Arbeitsgebiet Schlächtenhaus wird von zwei markanten Störungen begrenzt: der N-S-streichenden, paläogenen Schwarzwaldrandstörung im W und der WNW-ESE-verlaufenden, permisch angelegten Störung Kandern - Hausen - Raitbach im S. Beide Störungen grenzen das Schwarzwaldkristallin vom postvariskischen Deckgebirge der Vorbergzone im W einerseits, der Dinkelbergscholle im S andererseits ab.

Während die Schwarzwaldrandverwerfung im Gelände wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse nur ungenau zu fassen ist und lediglich im N durch eine stärkere Verquarzung etwas besser hervortritt, ist die als morphologische Stufe ausgeprägte Störung Kandern - Hausen - Raitbach an zwei Stellen exzellent aufgeschlossen. An der Straße Hofen - Endenburg ist sie als 55 m breite, mit ca. 55° - 70° nach S bis SSW einfallende Kataklasit-Zone angeschnitten, in der jeweils Bereiche starker und schwacher Verfestigung miteinander wechseln. Im Grenzbereich der Schiefer von Schlächtenhaus zum Malsburggranit, im äußersten SE des Arbeitsgebietes, tritt die Störung hingegen als nur ca. 20 m mächtige, durch Verquarzung und Störungsbrekzien gekennzeichnete Zone in Erscheinung.

Jünger als die Störung Kandern - Hausen - Raitbach sind zwei NW-SE-streichenden Störungen, die einen Versatz der bedeutenden Störungszone bewirken (s. Anlage 1). Im Gelände zeichnen sich die beiden jeweils steil nach NE einfallenden Abschiebungen durch Verquarzung und durch wasserführende Ruscheln parallel der Hauptbewegungszonen aus.

Drei NE-SW-streichende Störungen durchsetzen die Schieferscholle oder ihren Randbereich. Auffallend ist der parallele Verlauf der zwei Granitporphyrgänge in der Schieferscholle zu diesen Störungen. Die östliche und die westliche Störung kappen die D6 Scherzone und sind somit tektonisch bedeutend, treten allerdings im Gelände nicht morphologisch hervor. Da sie keinen erkennbaren Versatz der Störung Kandern - Hausen - Raitbach erzeugt haben, müssen sie älter als diese sein.

Im cm- bis Zehnermeter-Bereich sind in den Schiefen von Schlächtenhaus zahlreiche teils auf- oder überschiebende, teils abschiebende Störungen nachzuweisen, die sich jedoch nie über längere Distanz verfolgen lassen. Sich überlagernde Harnische unterschiedlicher Richtungen deuten an, dass auf einigen der Bewegungsflächen eine mehrfache Wiederbelebung erfolgte. Aus derartigen Harnischgenerationen kann geschlossen werden, dass die aufschiebenden Bewegungen in der Regel älter als die abschiebenden sind. Eine altersmäßige Einstufung ist jedoch nicht möglich.

Die Ausbildung der Störungen variiert stark: Sie reicht von verfestigten Störungsbrekzien bis hin zu grünblauen, tonigen, wasserführenden Ruscheln. Letztere begleiten vor allem die Schiefenordrand-Mylonitzone im S und lassen auf eine spätere bruchtektonische Reaktivierung dieser variskischen duktilen Schwächezone schließen.

Die Klüftung in den Schiefen, dem Granit von Schlächtenhaus und dem Malsburggranit weist fast identische Klüftmuster mit zwei orthogonalen Klüftsystemen auf, die in etwa parallel der Großstörungen des Arbeitsgebietes verlaufen. Am markantesten tritt ein steil einfallendes NW-SE/NE-SW-Klüftsystem hervor, meist weniger deutlich ein flacher einfallendes N-S/E-W-streichendes. Nach ROCKENBAUCH (1984) erfolgte die Erstanlage dieser Klüftmuster schon in variskischer Zeit, ihre Wiederbelebung postvariskisch, vor allem im Paläogen, im Zusammenhang mit der Aufwölbung des Schwarzwaldschildes und dem Einbruch des Oberrheingrabens.

Für Aussagen bezüglich variskischer Deformationen erweist sich die Bruchtektonik als wenig aussagekräftig. Wichtig erscheint jedoch die gute Übereinstimmung der NW-SE-streichenden Störungen im Granit von Schlächtenhaus und an der Grenze Granit von Schlächtenhaus / Malsburggranit mit dem Verlauf der D5-Scherzone, die auf eine Reaktivierung alter Schwächezonen hindeutet. Ein ähnliches Phänomen ist in Form der oben beschriebenen vernässten Ruschelzonen am S-Rand der Schiefenordrand-Mylonitzone nachzuweisen.

2.6. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Die ältesten Gesteine des Arbeitsgebietes Schlächtenhaus, die vermutlich spätpräkambrischen bis kambrischen Schiefer von Schlächtenhaus, wurden als einzige Gesteine von regionalen duktilen Deformationen betroffen. Die älteste der vier Deformationen ist nur noch reliktilsch in Form einer ersten Schieferung s1 nachweisbar. Sie wurde fast vollständig durch die nachfolgende prägende Schieferung s2, die annähernd parallel der kompositionellen Schichtung des Gesteins verläuft, überprägt. Spätere Faltungen B3 (eng) und B4 (offen) verformten das Schieferungsgefüge im dm- bis m-Bereich. Post-B4 erfolgte eine kontaktmetamorphe Sprossung von Cordierit im Zusammenhang mit der Intrusion des 334 ma. alten Granits von Schlächtenhaus. Dieser Granit weist keine regionalen Deformationsgefüge auf, so dass dadurch das Alter der D1 bis D4 als prä-intrusiv bezogen auf den Granit von Schlächtenhaus einzustufen ist.

Im Zeitraum zwischen 334 und 333 ma. wurde der Granit von Schlächtenhaus und zumindest Teile der Schiefer von Schlächtenhaus von einer lokalen duktilen Scherung D5 in einer NW-SE-streichenden, mindestens 2 km breiten Scherzone erfasst. Als Folge der Scherung entstand eine mylonitische Schieferung s5m, die in Zonen stärkster Deformation unter amphibolitfaziellen Bedingungen gebildet wurde. Nachfolgend, in einer Spätphase der Deformation, wurde eine grünschieferfazielle "shear-band"-Schieferung s5s angelegt.

Post-D5, vor ca. 333 ma., drang der Malsburggranit auf unter zumindest teilweiser Nutzung der D5-Schwächezone. Kurze Zeit später erfolgten in der Schieferscholle und ihrem Randbereich Scherbewegungen (D6), in die auch der Malsburggranit und Teile des Granits von Schlächtenhaus mit einbezogen wurden unter Bildung der Schiefernordrand-Mylonitzone. Ca. 332 ma. alte undeformierte Granitporphyrgänge durchsetzen die Mylonitzone und lassen die Anlage der D6 auf den Zeitraum 333 - 332 ma. datieren.

Die Scherungen D5 und D6 liefen unter einem gleichgerichteten Beanspruchungsplan und ähnlichen Metamorphosebedingungen ab und erzeugten beide dextrale konvergente Blattverschiebungen. Beide Scherzonen sind heute als Folge bruchtektonischer Zerblockung nur noch reliktilsch erhalten.

Vergleicht man die Messwerte der mylonitischen- und "shear-band" Schieferungen samt zugehöriger Lineationen im Granit von Schlächtenhaus und den Schiefern, so zeigt sich im Westteil der Schieferscholle eine Abweichung vom Rest des Gesamtgebietes (s. Flächendiagramme S. 125 f.). Deshalb wird eine Rotation dieses Teils angenommen, die auch am Ost-West-Verlauf der Schiefernordrand-Mylonitzone erkennbar wird. Ob diese Rotation während der Scherbewegungen innerhalb der Mylonitzone erfolgte oder auf jüngere Bruchtektonik zurückzuführen ist, bleibt offen.

Für die Interpretation des variskischen tektonischen Geschehens im Südschwarzwald (Kap. 5) sind im Arbeitsgebiet Schlächtenhaus folgende Untersuchungsergebnisse von besonderer Bedeutung:

- C Im Arbeitsgebiet liegen zwei separate Scherzonen vor, die sich in ihrer Alterstellung, ihrer Breite und der Art der Scherdeformation deutlich unterscheiden.
- C Obwohl ein Altersunterschied von maximal etwa 1 ma. vorhanden ist, liefen beide Deformationen unter einem identischen Beanspruchungsplan ab.
- C Beide Scherzonen fallen mit 50° relativ steil nach NE ein und zeigen dextralen Blattverschiebungscharakter mit schwacher Überschiebungstendenz - sind also durch einengende Bewegungen entstanden.
- C Das Aufdringen von Ganggesteinen - im Arbeitsgebiet Granitporphyren - ist kurze Zeit nach der D6-Scherung erfolgt und zeigt schon dehnende Bewegungsmechanismen (Extension) an.

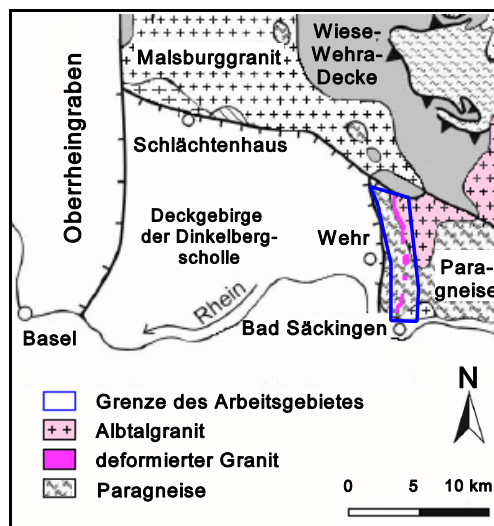
Offen bleibt die Frage, ob und wie die beiden beschriebenen Scherzonen in Beziehung zueinander stehen. Beide Scherzonen sind nur noch reliktsch aufgeschlossen, da sie durch die Störung Kandern - Hausen - Raitbach im S und den Intrusionskontakt des Malsburggranits im N gekappt werden. NE-SW-verlaufende Störungen zwischen dem Granit von Schlächtenhaus und den Schiefen von Schlächtenhaus und auch innerhalb der Schieferscholle selbst komplizieren das Bild noch weiter, da auch hier ein beträchtlicher Vertikalversatz durchaus möglich wäre und die heute nebeneinander liegenden Scherzonen unterschiedlichen Tiefenniveaus entstammen könnten.

3. Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr

Das Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr liegt im südlichsten Südschwarzwald, ca. 30 km östlich von Basel, und erstreckt sich als schmaler, N-S-verlaufender Streifen von 9 x 1,5 km vom nördlichen Stadtrand von Bad Säckingen im S bis zur Burgruine Bärenfels, 2 km nordöstlich des Ortes Wehr (Abb. 17).

Abb. 17: Lage des Arbeitsgebietes Säckingen - Wehr mit Hervorhebung der Granite

Geologisch umfasst das Arbeitsgebiet, das sich am W-Rand der Vorwaldscholle benachbart zur N-S-streichenden Bruchzone von Wehr befindet, den Kontakt des Albtalgranits gegen die im W liegenden Paragneise sowie mehrere Vorkommen deformierter Granite.



Diese deformierten Granite, denen der Schwerpunkt der Bearbeitung gilt, liegen einerseits als isolierte kleine Vorkommen im Paragneis vor oder treten stellenweise im direkten Verband mit dem undeformierten Albtalgranit an dessen westlichem Rand auf. Alle deformierten Granite reihen sich entlang einer schmalen, N-S-streichenden Zone auf (s. Anlage 2). Von N nach S handelt es sich hierbei um folgende isolierte Vorkommen (Koordinaten s. Tab. 10, S. 123): Bärenfels, Fischgraben, Trumattgraben, Hunnenlochfelsen, Kellerlesfelsen, die Granite am Bergsee und das Vorkommen östlich des Bergsees nahe der Silberhöhle. Im direkten Verband mit dem Albtalgranit sind die deformierten Granite von der Vorwaldstörung im N bis 1 km südwestlich von Bergalingen in einer schmalen Zone am Westrand des Granits sowie am Dachsenloch- und Sandfelsen aufgeschlossen.

Auf eine Kartierung der Vorkommen konnte wegen des Vorliegens mehrerer genauer Diplomkartierungen im Maßstab 1:10.000 (BRUNS 1983, JANDL 1984, SCHRÖDER 1984 und STAUSS 1987) und zweier aktueller geologischer Karten im Maßstab 1:25.000 (HINCKE und PIEPJOHN 2004 und SAWATZKI, HINCKE & PIEPJOHN 1998) verzichtet werden.

Im Gegensatz zum Albtalgranit, der nach SCHALTEGGER (2000) im Unterkarbon vor 343 ± 3 ma. in die polymetamorphen Paragneise intrudierte, ist die Altersstellung des deformierten Granits bisher unbekannt. Sie zu klären, ist eines der wesentlichen Ziele der Untersuchungen im Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr. Erst wenn gesichert ist, wie alt der deformierte Granit ist, kann entschieden werden, ob das Deformationsgefüge, wie EMMERMANN (1973) zur Diskussion

stellt, in genetischem Zusammenhang mit ähnlichen Gefügen des Granits von Hauenstein steht, oder, wie METZ (1980) und ECHTLER und CHAUVET (1992) vermuten, durch tektonische Bewegungen während der Intrusion des Albtalgranits in dessen Randbereich entstand.

Weiterhin soll die Art und Stärke der Deformation des Granits beschrieben werden und eine Trennung des Gefügeinventars bzw. der Metamorphosen von Gneisen und deformiertem Granit durch einen Vergleich der Deformationsgefüge vorgenommen werden.

Die tektonischen Untersuchungsergebnisse sind in der geologischen Karte in Anlage 2 und als Flächendiagramme im Anhang, S. 127 f., zusammengestellt.

3.1. Petrographie

3.1.1. Paragneise

Die Paragneise des Arbeitsgebietes gehören nach SAWATZKI und HANN (2003 b) zu der im südlichsten Schwarzwald weit verbreiteten Murgtal-Gneisanatexit-Formation (gnM). Charakteristisch für diese Formation sind in vielfachem Wechsel auftretende Cordierit-reiche, Biotit-reiche und quarzitisches Gneise. Edukte waren relativ monotone Sedimentserien (WIMMENAUER 1980), die zwischen dem mittleren Ordovizium und dem Silur (SAWATZKI et al. 1997, LGRB 2005 b) abgelagert wurden.

In variskischer Zeit (MARSCHALL et al. 2003) erfuhren die Gesteine eine polyphase Deformation und Metamorphose (JANDL 1984, HINCKE 1986, HINCKE und THIEDIG 1987) und bildeten später den Intrusionsrahmen für den deformierten Granit und den Albtalgranit (s. Anlage 2).

Im Rahmen von Diplomkartierungen wurden die Gneise des Arbeitsgebietes im Maßstab 1:10.000 kartiert sowie mikroskopisch und tektonisch bearbeitet (BRUNS 1983, JANDL 1984, SCHRÖDER 1984 und STAUSS 1987).

Die Hauptmasse der Gneise im Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr wird durch Quarz-Feldspat-Biotit-Gneise gebildet, die in wechselndem Maße Cordierit und Sillimanit führen können. Allgemein zeichnen sich diese Gneise durch ein grobes rhythmisches Lagengefüge mit wechselnd hellen Quarz-Feldspat-reichen und dunklen Biotit- (\pm Cordierit-, \pm Sillimanit-)reichen Lagen im mm-Bereich aus, nach denen das Gestein plattig spaltet. Als lagige oder linsige Einschaltungen von meist nur wenigen Metern Mächtigkeit treten vereinzelt massige oder feinlagige quarziti-

sche Gneise und Pyroxen-Gneise auf.

Die Quarz-Feldspat-Biotit-Gneise, die in Kap. 3.4. eingehend mikroskopisch beschrieben werden, besitzen folgenden quantitativen Mineralbestand (Mittel aus 36 Schliffen): Quarz 33%, Plagioklas 17%, Biotit 16%, Alk'Feldspat 14%, Cordierit inklusiv Schichtsilikatpseudomorphosen nach Cordierit bis 23% und Sillimanit bis 8%. Als Akzessorien kommen in wechselnden Mengen Turmalin, Granat, Erz, Leukoxen, Zirkon, Apatit, Orthit und Pyroxen vor.

Neben dem prägenden Lagengefüge, das mit Werten zwischen 45° und 80° nach W einfällt, lassen die Gneise in zahlreichen Aufschlüssen eine Faltung des Lagengefüges sowie eine jüngere, meist weitständige Scherflächenschar erkennen. Eine detaillierte Beschreibung der Deformationsgefüge der Gneise erfolgt in Kap. 3.4.

Fast immer sind die Gneise kräftig verwittert und mürbe und lassen bereits makroskopisch eine beginnende Chloritisierung der Biotite und eine Zersetzung der Feldspäte erkennen. Nur im N und S des Arbeitsgebietes, wo die Gneise durch tief eingeschnittene Täler besser als üblich aufgeschlossen sind, sind auch die Gesteine häufig etwas frischer.

3.1.2. Deformierter Granit

Deformierte Granite im Arbeitsgebiet wurden erstmals von SUTER (1924) aus dem Bereich Bergsee beschrieben und als kataklastische Randfazies des Albtalgranits eingestuft. EMMERMANN (1973) scheidet im Rahmen der Neukartierung des Albtalgranits auf der Vorwaldscholle, vermutlich in der Umgebung des Klingelfelsens (genaue Ortsangabe fehlt), einen "kataklastisch deformierten, leukogranodioritisch zusammengesetzten" Gesteinstyp aus, von dem er eine Zugehörigkeit zum deformierten Granit von Hauenstein nicht ausschließt. METZ (1980) beschreibt südlich des Trifligsgrabens Aufschlüsse, in denen eine "parakristalline Deformation des Albtalgranits" infolge tektonischer Bewegung während dessen Platznahme ausgebildet sein soll.

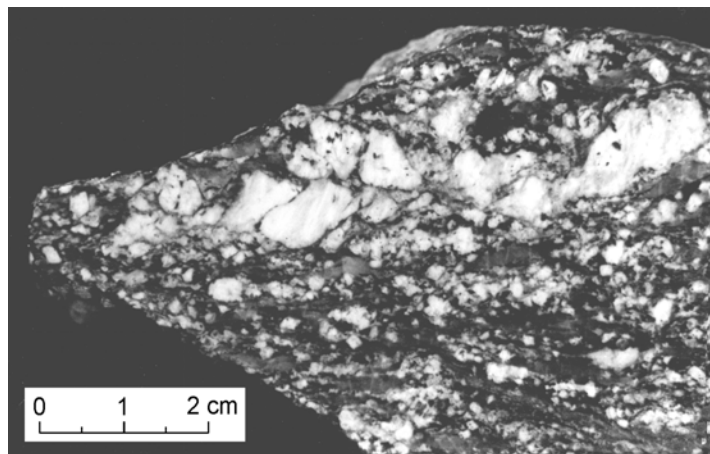
Eine Kartierung der westlichen Vorwaldscholle durch BRUNS (1983), JANDL (1984), SCHRÖDER (1984) und STAUSS (1987) ließ erkennen, dass deformierte Granite wesentlich häufiger auftreten als bis dahin beschrieben und sich entlang einer N-S-streichenden Zone als meist isolierte Vorkommen im Gneis aufreihen. Sie weisen ein zweifaches Deformationsgefüge auf, das in gleicher Raumlage auch im Gneis auftritt (JANDL 1984) und von HINCKE (1986), HINCKE und THIEDIG (1987) und ECHTLER und CHAUVET (1992) als Schergefüge erkannt wurde.

Die hellgrauen bis hellrötlichen deformierten Granite (Abb. 18) besitzen ein meist deutliches Deformationsgefüge in Form eines angedeuteten Lagenbaues. Bis 8 cm lange, weiße, tafelige Großfeldspäte verleihen dem Gestein ein porphyrisches Gefüge und betonen die Ähnlichkeit mit dem Albtalgranit. Sie liegen als Kataklasten in der mittelkörnigen Matrix und sind im Allgemeinen mit ihren Längsachsen eingeregelt worden. Dadurch bilden sie eine deutliche Minerallineation aus.

Die Biotite, Quarze und Feldspäte der Matrix erreichen meist nur bis 3 mm Größe und sind mehr oder weniger gut eingeregelt. Schwarze Biotite treten zu losen, welligen Zügen zusammen, zwischen denen Quarz-Aggregate geplättet und ausgewalzt wurden. Die Feldspäte vereinigen sich oft mit den Quarzen zu kleinen Linsen oder unregelmäßigen Lagen, die dem Schieferungsgefüge nur mäßig folgen.

Eine jüngere Scherflächenschar durchsetzt das Regelungsgefüge spitzwinklig und bewirkt eine Schleppung bzw. Rotation.

Abb. 18: Deformierter Granit vom Dachsenlochfelsen (R 20175, H 73250) mit einem angedeuteten, waagrecht verlaufenden Lagenbau, nachgezeichnet durch geregelte Biotite und geplättete (dunkelgraue) Quarz-Lagen. Weiße Alk'Feldspat-Großkristalle (obere Bildhälfte) sind kataklastisch zerbrochen und die Bruchstücke mit ihren Längsachsen in die Schieferungsebene einrotiert.



Mikroskopisch treten neben Quarz, mikroperthitischem Alk'Feldspat, zonar gebautem Plagioklas und leistenförmigem Biotit auch Cordierit sowie die Akzessorien Apatit, Zirkon, Turmalin und Erz auf. Eine ausführliche Beschreibung der Minerale erfolgt in Kap. 3.4.2.

Der quantitative Mineralbestand schwankt je nach Deformationsstärke, die der Granit erfahren hat, erheblich (s. Tab. 2, S. 64). Die Ursache dafür wird in Kap. 3.2.2. diskutiert.

Sämtliche deformierten Granite sind gut aufgeschlossen und treten als Felskuppen oder Felsrücken mit wollsackartigen Verwitterungsformen, durch die sie sich gut von den Gneisen unterscheiden lassen, in Erscheinung. Beim Anschlagen bricht das Gestein nur undeutlich parallel zum Schieferungsgefüge, häufiger zerspringt es in unregelmäßig geformte Blöcke. Unterhalb einer mehrere cm-dicken Verwitterungsrinde ist der deformierte Granit im Allgemeinen recht frisch.

3.1.3. Albtalgranit.

Der Albtalgranit hat nach SCHALTEGGER (2000) ein radiometrisches Alter von 334 ± 3 ma. (Zirkon, $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$).

Charakteristisches Kennzeichen des hellgrauen, regellosen, mittel- bis grobkörnigen Albtalgranits sind bis 10 cm lange, meist weiße Feldspat-Großkristalle, die dem Gestein ein grobporphyrisches Gefüge verleihen. Oft lassen sie schon makroskopisch mehrere Einschlusskränze aus Biotit sowie eine deutliche Karlsbader Verzwilligung erkennen. Obwohl die tafeligen Kristalle makroskopisch fast idiomorph erscheinen, sind sie randlich intensiv mit der Matrix verzahnt. Ihr Anteil am Gesamtgestein beträgt im Arbeitsgebiet ca. 15%, kann lokal aber bis auf 30% ansteigen. Nach EMMERMANN (1973) erfolgte die Bildung der Großfeldspäte spät- bis postmagmatisch.

Abb. 19: 45 x 27 cm großer Albtalgranit-Block vom Jungholzer Felsen (R 20800, H 72600).

Regellos, aber nicht ganz homogen verteilt, liegen in einer mittelkörnigen, unregelmäßigen Matrix annähernd idiomorphe Alk'Feldspat-Großkristalle mit häufiger Karlsbader Verzwilligung. Sie verleihen dem Albtalgranit ein porphyrisches Gefüge. Etwas rechts unterhalb der Bildmitte ist ein dunkler endogener Einschluss zu erkennen.



Die Matrix des Albtalgranits setzt sich in der Regel aus 2 - 4 mm großen, weißen, seltener rötlichen Feldspäten, Quarz und Biotit zusammen. Mikroskopisch sind als Akzessorien Apatit, Zirkon, Turmalin, Orthit und Erz zu bestimmen. Der quantitative Mineralbestand des Granits geht aus Tab. 2, S. 64, hervor.

Typisch für das Gestein ist das verbreitete Auftreten von rundlichen, dunklen Xenolithen mit bis 25 cm Durchmesser, die ein feinkörniges, regelloses Gefüge aufweisen. Nach OTTO und WIMMENAUER (1973) sind sie als endogene Einschlüsse, hervorgegangen durch Assimilation ehemaliger magmatischer Gesteine mit granodioritischer bis tonalitischer Zusammensetzung (STENGER 1979), zu deuten.

Der Albtalgranit ist meist recht kräftig angewittert, stellenweise sogar intensiv vergrust. Frisches Gestein steht nur in kleineren Steinbrüchen und vereinzelt an Weganschnitten an.

Im gesamten Arbeitsgebiet neigt der Albtalgranit zur Bildung steiler Felsburgen mit ausgeprägter Wollsackverwitterung. Von ihnen geht oft eine Blockmeerbildung aus, die eine viel größere Verbreitung des Gesteins vortäuscht, als tatsächlich vorhanden ist.

3.2. Kontaktverhältnisse

3.2.1. Kontakt deformierter Granit / Paragneis

Die Kontakte der deformierten Granite gegen die Gneise sind am Fahrweg nördlich des Fischgrabens, 260 m westlich der Spitzkehre (R 19220, H 78290), sowie am Bach nordöstlich des Balzerkopfes zwischen 590 m und 640 m Höhe sehr gut aufgeschlossen (R 19300, ca. H 78010). Typisch für diese Kontakte ist ein wenige Meter- bis einige Zehnermeter-mächtiger Übergangsbereich, in dem Gneis- und Granitlagen und -linsen im mm- bis m-Bereich engräumig miteinander wechseln (s. Abb. 20). Die Grenzen verlaufen weitgehend schieferungsparallel.

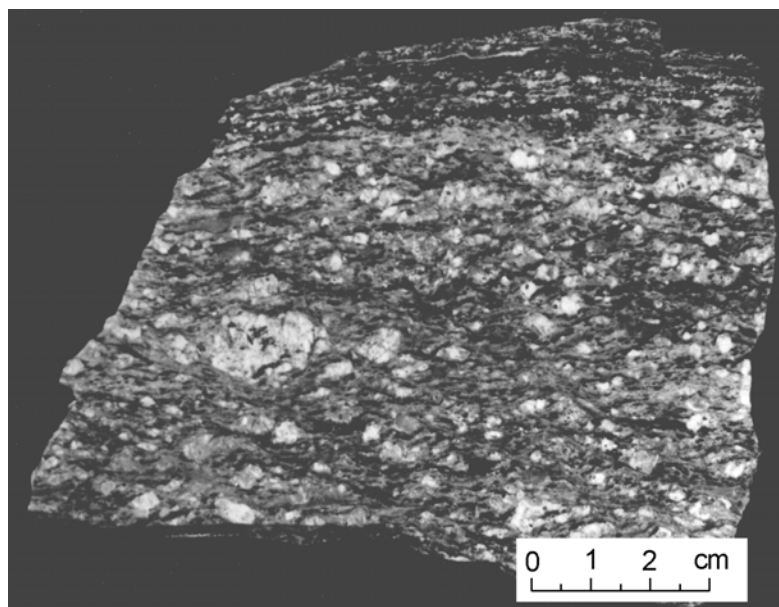


Abb. 20: Anschliff aus dem Übergang deformierter Granit (unten) / Gneis (oben) vom Scheffelfelsen am Bergsee, nördlich von Bad Säckingen (R 20180, H 70910). Beide Gesteine sind intensiv mylonitisiert und gehen im cm-Bereich fließend ineinander über. Deutlich ist das unterschiedliche Gefüge (Granit flaserig, Gneis strafflagig) und der zwischen beiden Gesteinen existierende Korngrößensprung zu erkennen.

Obwohl Bereiche stärkerer Deformation mit solchen schwächerer Deformation wechseln, sind die Gneise und Granite in der Regel kräftiger deformiert als außerhalb des Übergangsbereiches. Dieses äußert sich in einer vergleichsweise größeren Feinkörnigkeit, einer strafferen Lagigkeit sowie einer stärkeren Kataklyse der Großfeldspäte des Granits. Zudem treten cm- bis mehrere m-mächtige, äußerst feinkörnige rosafarbene ultramylonitische Gesteine auf, deren intensive Deformation an 1 - 2 mm großen weißen Feldspäten mit deutlicher Linsenform und mehrere mm-langen str-Höfen abzulesen ist. Möglicherweise handelt es sich bei ihnen um ehemalige Aplite.

Mikroskopisch zeichnen sich die Gesteine aus dem Übergangsbereich durch zwei deutliche Schieferungsgefüge aus. Der Winkel zwischen beiden Schieferungen schwankt je nach Deformationsstärke zwischen 10° und 25° .

Charakteristisch ist weiterhin eine geringere Korngröße, verglichen mit den umgebenden Gneisen und deformierten Graniten außerhalb des Übergangsbereiches. Vor allem Quarz und Biotit liegen weitgehend als kleine Rekristallite vor, während bei den Feldspäten meist nur eine geringe Korngrößenreduktion infolge Kataklyse und untergeordnet eine Rekristallisation in einem schmalen Randsaum um die Körner eingetreten ist.

Der direkte Kontakt Gneis / deformierter Granit innerhalb der Übergangszone wird mikroskopisch durch einen mm- bis cm-breiten Bereich gebildet, in dem das Gestein sowohl gneisartige wie granitische Merkmale aufweist. So treten in dieser Zone mm-mächtige Linsen und Lagen aus Biotit, wie sie charakteristisch für die Paragneise sind, neben bis 5 mm großen, zonar gebauten Plagioklasen auf, die in dieser Ausbildung nur im Granit vorkommen. Der quantitative Mineralbestand vermittelt zwischen dem der reinen Gneise und reinen deformierten Granite.

Alle Merkmale des Kontaktbereiches zwischen Gneisen und deformierten Graniten lassen sich im Sinne einer Scherzone deuten. So zeigen die Gesteine die für Mylonite typischen Gefügemerkmale wie Korngrößenreduktion verbunden mit Rekristallisation der duktilen Matrix, eine mylonitische- und eine "shear-band"-Schieferung sowie deutliche Lineationen.

3.2.2. Kontakt deformierter Granit / Albtalgranit

Die Kontakte des deformierten Granits gegen den Albtalgranit sind an mehreren Stellen gut aufgeschlossen (u. a. am S-Ende des Sandfelsens, am Dachsenlochfelsen und am Klingelfelsen). Nur im Bereich des Klingelfelsens ist jedoch zudem der Übergang deformierter Granit / Paragneis aufgeschlossen, so dass in diesem Bereich ein direktes Profil von den Gneisen im W über die deformierten Granite in den Albtalgranit im E aufgenommen werden konnte.

Die Ergebnisse der Profilbearbeitung am Klingelfelsen können wie folgt zusammengefasst werden:

- C Ausgehend vom Kontaktbereich Gneis / deformierter Granit ist im deformierten Granit eine Abnahme der Deformationsstärke gegen E festzustellen. Das Schieferungsgefüge wird undeutlicher, die Plättung von Quarz und Regelung von Biotit nimmt ab bei gleichzeitiger Größenzunahme aller Minerale, selbst der Alk'Feldspat-Großkristalle. Diese sind gegen E immer undeutlicher als Lineare eingeregelt und seltener zerbrochen und rotiert worden.
- C Insgesamt erfolgt die Abnahme der Deformationsstärke im deformierten Granit nicht gleichmäßig. Immer wieder sind Bereiche eingeschaltet, die einen Wechsel stärkerer und schwächerer Deformation erkennen lassen (Abb. 21). Nahe der Ruhebank auf dem Klingelfelsen klingt die Deformation erstmals so weit ab, dass ein stufenloser Übergang in undeformierten Albtalgranit vorzuliegen scheint. Kontakte zwischen deformiertem und undeformiertem Granit sind nicht zu beobachten; abgesehen vom schwachen Deformationsgefüge sind auch in der Gesteinsausbildung makroskopisch keine Unterschiede zu erkennen.

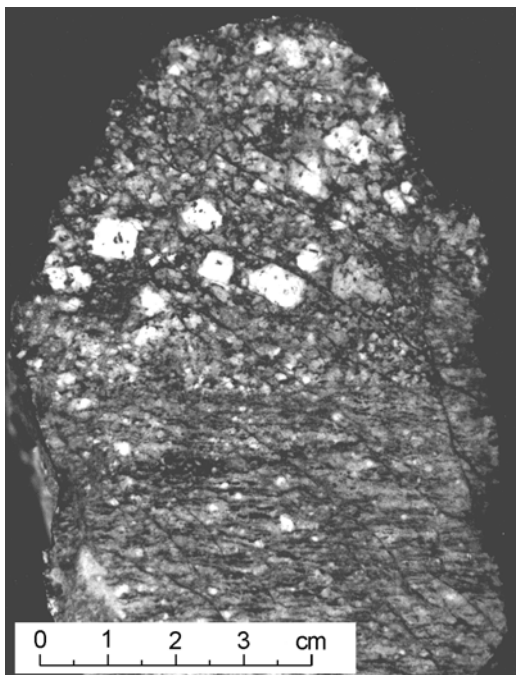


Abb. 21: Das Handstück vom Klingelfelsen (R 19800, H 77140) zeigt einen Übergang von schwach deformierten in stark deformierten Granit, verbunden mit einer kräftigen Korngrößenreduktion, vor allem auch der Feldspäte. Neben der im Bild E-W-verlaufenden mylonitischen Schieferung s5m, die besonders im unteren Bildteil gut hervortritt, durchziehen parallele Kleinstörungen (im Bild NW-SE) das Gestein. Sie sind nicht der s5s zuzuordnen, die in diesem Abbildungsmaßstab makroskopisch nicht gut zu erkennen ist.

- C Etwa 15 m oberhalb der Ruhebank sind erneut schwache Deformationsstrukturen zu erkennen, die besonders deutlich in einem mehrere Zehnermeter-mächtigen Ganggranit mit sehr kräftigem Regelungsgefüge werden. Ebenso wie im deformierten Granit werden sie gegen E immer schwächer und klingen schließlich vollkommen aus. Auch hier ist wiederum ein fließender Übergang zwischen deformiertem Granit und Albtalgranit bzw. zwischen deformiertem und undeformiertem Ganggranit zu beobachten.

Eine Bestätigung finden die makroskopischen Beobachtungen eines fließenden Übergangs zwischen deformiertem Granit und Albtalgranit durch die Mikroskopie. Die Abschätzung des quantitativen Mineralbestandes ergibt zwar für den deformierten Granit in Kontaktnähe zum Gneis sehr deutliche Unterschiede zum Albtalgranit, vor allem im Quarz-Gehalt, mit Annäherung an den Albtalgranit verwischen sich diese Unterschiede jedoch zunehmend (s. Tab. 2).

Tab. 2: Quantitativer Mineralbestand des deformierten Granits und Albtalgranits, bestimmt anhand von 34 Dünnschliffen (7 Schliffe: stark deformierter Granit am Kontakt zu den Gneisen; 8 Schliffe: mäßig deformierter Granit; 5 Schliffe: schwach deformierter Granit nahe dem Albtalgranit; 14 Schliffe: Albtalgranit).

	Deformierter Granit mit folgender Deformation:			Albtalgranit
	stark	mäßig	schwach	
Qz	38	34	29	28
Alk'F	24	25	28	27
Plag	26	27	29	30
Bi	7	10	12	15
Crd	5	4	2	-

Eine Möglichkeit, die auffallenden Unterschiede im quantitativen Mineralbestand zwischen Albtalgranit und deformiertem Granit in der Nähe der Paragneise zu erklären, wären Stoffverschiebungen bzw. Stoffangleichungen, die als Folge einer kräftigen Scherung an der Grenze Paragneise / deformierter Granit stattgefunden hätten. Diese müssten insbesondere den stark druckempfindlichen Quarz betroffen haben (vgl. Tab. 2).

Nach VOLL (1961) neigt Quarz zu Drucklösung und Plättung an Korngrenzen gegen Biotit, also auch zwischen Biotit-Lagen. Denkbar wäre ein solcher Vorgang für die Mobilisierung des Quarzes in den Gneisen. Eine Anreicherung des Materials wäre dann dort zu erwarten, wo der Quarz relativ vor Druck geschützt wäre, wie z. B. in den Feldspat-reichen deformierten Graniten.

Einen Hinweis auf derartige Stoffverschiebungen geben neben dem quantitativen Quarz-Gehalt der deformierten Granite auch die Gneise, die makroskopisch wie mikroskopisch in und nahe der Mylonitzone oft Quarz-arm sind, während Biotit in ihnen relativ angereichert ist.

Aus Tab. 2 geht hervor, dass der Biotit-Gehalt in den stark deformierten Graniten am geringsten ist und mit abnehmender Deformationsstärke ansteigt. Auffällig ist, dass die Addition des Biotit- und Cordierit-Gehaltes stets einen Wert ergibt, der in etwa dem Biotit-Gehalt des Albtal-

granits entspricht. Diese Koppelung beider Werte spricht ebenso wie verschiedene andere Kriterien (s. u.) dafür, dass der Cordierit syndeformativ aus Biotit entstanden ist. Die Unterschiede zwischen der Biotit-Führung des deformierten Granits und des Albtalgranits wären somit nur auf eine Umwandlung eines Teils des Biotits in Cordierit zurückzuführen.

Das Auftreten von Cordierit, der dem Albtalgranit völlig fehlt, ist charakteristisch für den deformierten Granit. Allgemein ist festzustellen, dass mit zunehmender Deformationsstärke des Gesteins, so auch in stark deformierten Bereichen, die in größerer Entfernung zum Gneis-Granit-Kontakt liegen, der Gehalt an Cordierit zunimmt. Häufig sind die Minerale erstaunlich frisch, verglichen mit den Cordieriten aus den Paragneisen. Typischerweise zeigt der Cordierit ein orientiertes Wachstum: in Schnittlagen senkrecht zur Lineation (x/y-Ebene des "bulk finite strain-ellipsoids") weisen die Minerale hypidiomorph-isometrische Umrisse auf und lassen fast ausnahmslos Sanduhrstrukturen erkennen, während in der x/z-Ebene die schieferungsparallel orientierten Längsachsen (ohne Sanduhrstrukturen) zu beobachten sind.

Derartig orientiert gewachsene, frische Cordierite sind in den Paragneisen normalerweise nicht vorhanden. Auch aus diesem Grunde ist es unwahrscheinlich, dass der Cordierit des deformierten Granits allein durch Resorption Cordierit-haltiger Gneise erklärt werden kann. Gegen eine solche Resorption spricht auch der hohe Cordierit-Gehalt in stärker deformierten, aber nicht mehr als kontaktnah einzustufenden Graniten.

Benachbart zum deformierten Granit finden sich auch in gescherten Paragneisen am Bergsee und am Klingelfelsen vergleichbare Cordierite. Sie bilden in diesen Gesteinen eine zweite Cordierit-Generation aus, die im Gegensatz zu den größeren Alt-Cordieriten kaum Pinitisierung, keine Deformationserscheinungen und eine vergleichbare Orientierung (mit Sanduhrstrukturen) wie die Cordierite der deformierten Granite aufweisen. Diese zweite Cordierit-Generation bestätigt die Bildung der Cordierite im Zusammenhang mit den Scherbewegungen.

Als relativ konstant erweist sich der Anteil der Feldspäte beim Vergleich des quantitativen Mineralbestandes zwischen deformiertem Granit und Albtalgranit. In ihrer Ausbildung zeigen sowohl der Plagioklas als auch der Alk'Feldspat mit Ausnahme der durch Deformation bewirkten Erscheinungen keine Unterschiede in beiden Gesteinen. Ganz vereinzelt, in Bereichen sehr starker Deformation ist allerdings Mikroklin vorhanden, der dem Albtalgranit fehlt. Nach TRÖGER (1969) kann jedoch Orthoklas als Folge starker tektonischer Beanspruchung in Mikroklin umgewandelt werden.

Als Fazit der makroskopischen und mikroskopischen Bearbeitung ergibt sich, dass zwischen deformiertem Granit und Albtalgranit ein fließender Übergang besteht. Mit Annäherung an den Albtalgranit nimmt die Stärke des Deformationsgefüges ab, die Korngröße zu und sowohl der quantitative wie der qualitative Mineralbestand gleichen sich zunehmend dem des Albtalgranits an.

Die Frage der Zuordnung des deformierten Granits zum Albtalgranit ist jedoch durch das Vorliegen eines kontinuierlichen Übergangs noch nicht beantwortet. Sie wird in Kap. 3.6. diskutiert.

3.2.3. Kontakt Albtalgranit / Paragneis

Kontakte zwischen Albtalgranit und Paragneisen sind erst südlich des Spatzenhofes bei Jungholz zu kartieren, da weiter im N stets deformierte Granite zwischen Gneise und Albtalgranit eingeschaltet sind.

Typisch für den Kontaktverlauf ist die auffallende N-S-Ausrichtung, die selbst dort noch auftritt, wo der Granit wegen seines äußerst dachnahen Anschnitts nur noch in Form einzelner Granit-„Inseln“ im Gneis vorliegt (JANDL 1984).

Direkte Kontakte zwischen den Paragneisen und dem Albtalgranit sind im Gelände nirgends aufgeschlossen, waren aber durch Erdarbeiten bei Jungholz kurzzeitig freigelegt. Sie zeigten eine scharfe, steil nach W einfallende Kontaktfläche, an der die flacher einfallende, aber kontaktparallel streichende Gneisschieferung abrupt abgeschnitten wurde. Eine kontaktmetamorphe Beeinflussung der Paragneise war ebensowenig zu erkennen wie eine Kornverfeinerung des Granits in Kontaktnähe.

3.2.4. Kontakte der Ganggesteine zu den Nebengesteinen

Ganggesteine sind nach üblicher Ansicht (u. a. HANN & SAWATZKI 2000) die jüngsten magmatischen Gesteine des Südschwarzwaldes und besitzen regellose magmatische Gefüge.

Im Arbeitsgebiet durchschlagen Ganggesteine (Ganggranite, Aplite, Lamprophyre) mit scharfen Kontakten die Gneise und den Albtalgranit (u. a. JANDL 1984, SCHRÖDER 1984).

Innerhalb der N-S-streichenden Zone, in der die deformierten Granite auftreten, sind jedoch auch Ganggesteine von den Deformationen betroffen worden und weisen mehr oder weniger verschieferte Kontakte gegen ihr Nebengestein auf:

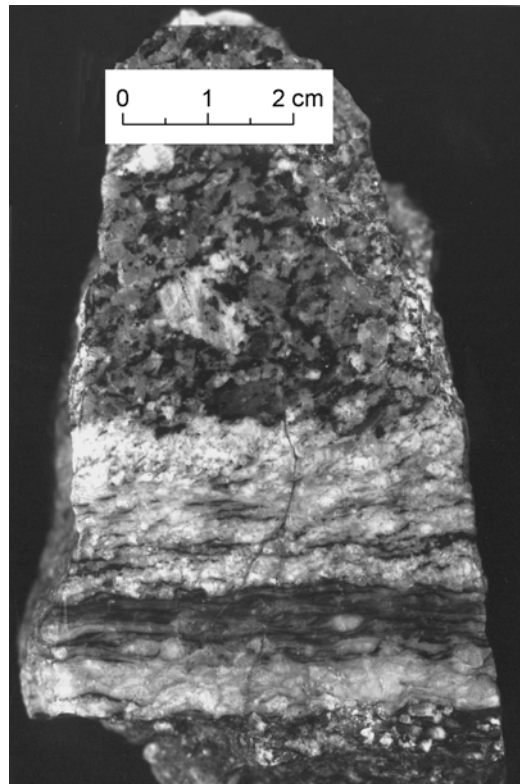
- C Am Klingelfelsen tritt ein mehrere Zehnermeter-mächtiger NW-SE-streichender Ganggranit auf, der in seinem W-Teil Deformationsstrukturen vergleichbar denen des deformierten Granits aufweist, gegen E aber allmählich in undeformierten Ganggranit übergeht.
- C Südlich des Jungholzer Felsens wird undeformierter Albtalgranit - auf wenigen Metern Länge verfolgbar - von einem ursprünglich fein- bis mittelkörnigen 3 cm mächtigen NNW-SSE-streichenden Ganggranit durchschlagen. Im zentralen Bereich des Gang-

granits haben Scherbewegungen ein flaseriges Schieferungsgefüge entstehen lassen, das gegen die Gangwandungen abklingt, den Kontakt aber auch noch leicht verschieft hat (Abb. 22). Der Albtalgranit ist nur im direkten Kontaktbereich ganz schwach deformiert (einzelne Biotitzüge sind erkennbar), war aber ansonsten nicht von diesen Bewegungen betroffen.

- C Im N des Arbeitsgebietes (nördlich des Fischgrabens) treten im Übergangsbereich zwischen deformierten Graniten und Paragneisen N-S-streichende Ultramylonite auf. Sie zeigen rosa Farbe, sind extrem feinkörnig und führen verbreitet 1-2 mm große ausgeschwänzte Feldspat-Porphyroblasten. Die Gesteine sind cm- bis mehrere m-mächtig und wegen schlechter Aufschlussverhältnisse meist nur über wenige Zehnermeter zu verfolgen. Der Übergang in Paragneise bzw. deformierte Granite, die ebenfalls in diesen Bereichen sehr stark deformiert sind, ist fließend ohne scharfe Grenzen. Nach makroskopischem wie mikroskopischem Bild scheint es möglich, dass es sich um ehemalige Aplitgänge handelt.

Abb. 22: Handstück aus einem Aufschluss 180 m südlich des Jungholzer Felsens (R 20800, H 72330).

Undeformierter Albtalgranit wird durchschlagen von einem jüngeren, etwa 3 cm breiten Ganggranit. Nur dieser ist lokal von Scherbewegungen betroffen worden, die vor allem im Zentrum des schmalen Ganges abgelaufen sind. Die Kontakte gegen den Albtalgranit sind nicht so scharf wie sonst bei Ganggraniten üblich, da die Scherung in geringem Maße bis in den Kontakt hinein gewirkt hat. Der übrige Albtalgranit ist nicht in die Scherung mit einbezogen worden.



Das Auftreten von Schergefügen in den Ganggesteinen ist sowohl für die Zuordnung des deformierten Granits als auch für eine zeitliche Einordnung der Schergefüge von großer Wichtigkeit und wird in den Kap. 3.6. diskutiert.

3.3. Chemische Analysen des deformierten Granits

Den chemischen Analysen des deformierten Granits kommt eine besondere Bedeutung zu, sollen sie doch klären helfen, ob es sich bei diesem Gestein um deformierten Albtalgranit oder aber um einen eigenständigen, dem Albtalgranit nur makroskopisch ähnlichen Granit handelt.

Sieben Proben mit unterschiedlich starkem Deformationsgefüge wurden dazu analysiert. Drei der Proben stammen aus isolierten Granitvorkommen im Gneis (391 und 325 aus dem nördlichsten Vorkommen nahe der Ruine Bärenfelsen, 121a vom Bergsee bei Säckingen). Aus dem Profil deformierter Granit - Albtalgranit am Klingelfelsen kommen die Proben 301, 438, 439 und 440, die in dieser Reihenfolge mit abnehmender Entfernung zum Albtalgranit (110 m, 70 m, 45 m, 20 m) auch eine abnehmende Deformationsstärke aufweisen. Die Koordinaten der Probenpunkte sind im Anhang, Tab. 12, S. 123, verzeichnet.

Alle sieben Proben unterscheiden sich makroskopisch im Mineralbestand und Mineralausbildung nur unwesentlich voneinander, abgesehen von den in unterschiedlicher Stärke ausgeprägten Deformationsgefügen und der damit verbundenen Korngröße der Minerale. Die Probe 301 ist ein feinkörniger, sehr stark geschieferter Granit mit deutlicher Lineation, an den sich im W die Mylonite der zwischen Gneis und deformiertem Granit vermittelnden Zone direkt anschließen. Als stark deformiert sind die Proben 438 und 121a einzustufen. Auch sie lassen gegenüber dem Albtalgranit noch eine Korngrößenreduktion erkennen, sind aber bei weitem nicht mehr so fein wie Probe 301. Eine mäßige Deformation mit klar erkennbarer Schieferung, aber undeutlicher Lineation weisen die Proben 439 und 391 auf, während die Proben 325 und 340 nur noch ein schwach ausgeprägtes Schieferungsgefüge besitzen und makroskopisch schon fast dem Albtalgranit entsprechen.

Für einen Vergleich der eigenen Analysen mit älteren Analysen des Albtalgranits kann auf die sehr umfangreichen geochemischen Untersuchungen des Albtalgranits von EMMERMANN (1967) zurückgegriffen werden. Dieser ermittelt für den Pluton einen gerichteten Bauplan mit einer grano- bis lokal quarzdioritischen Zusammensetzung am E-Rand des Massivs und einer granitischen Zusammensetzung am W-Kontakt. Im W sollen danach SiO_2 , K und Rb die höchsten Konzentrationen erreichen, während die Elemente Zr, Sr, Ba, (Fe, Mg, Ca) dort die niedrigsten Werte aufweisen.

Der Vergleich der Gesamtgesteinsanalysen des deformierten Granits mit der von EMMERMANN (1973) ermittelten Variationsbreite des Albtalgranits (Tab. 3) zeigt Bemerkenswertes:

Die sehr stark bzw. stark deformierten Proben 301, 438 und 121a weisen Analyseergebnisse auf, die mit Ausnahme der K_2O -, P_2O_5 - und Rb-Konzentrationen z. T. sehr deutlich aus der Varianz der Elementkonzentrationen, sowohl der Hauptelemente als auch der Spurenelemente des Albtalgranits, herausfallen. Mit abnehmender Deformationsstärke findet eine zunehmende

Angleichung an den Albtalgranit statt, die sich vor allem in einer Abnahme des SiO_2 -Gehaltes und einer Zunahme der Sr- und Zr-Konzentrationen ausdrückt. Die schwach deformierte Probe 440 aus dem Klingelfels-Profil wie auch die schwach bzw. mäßig deformierten Proben 391 und 325 liegen mit wenigen Abweichungen schon im Bereich der Varianz des Albtalgranits. Sie spiegeln auch die von EMMERMANN (1967, 1968) für den West-Kontakt des Albtalgranits angegebenen Trends des stofflichen Aufbaus des Albtalgranit-Plutons (s. o.) wider.

Eine Diskussion der Einordnung des deformierten Granits erfolgt in Kap. 3.6.

Tab. 3: Chemische Gesamtgesteinsanalysen des deformierten Granits im Vergleich zur von EMMERMANN (1973) ermittelten Albtalgranit-Varianz (Angaben in Gew.-%, Spurenelemente in ppm)

	deformierter Granit mit folgenden Proben:							Albtalgranit- Varianz (nach EMMERMANN '73)
	301	438	121a	439	440	391	325	
SiO_2	74,12	72,07	72,11	71,05	70,53	68,99	69,75	66,84 - 71,89
Al_2O_3	13,86	14,28	14,30	14,61	14,77	15,18	15,31	14,62 - 15,41
$\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{Ges.}}$	1,40	1,78	1,57	1,82	2,06	2,33	2,26	2,64 - 3,46
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	
MgO	0,40	0,72	0,84	1,15	1,32	1,43	1,11	1,43 - 1,84
CaO	1,06	1,25	0,87	1,30	1,55	1,69	1,57	1,80 - 2,72
Na_2O	3,42	2,84	2,61	2,99	3,21	3,16	3,23	3,24 - 3,84
K_2O	4,19	4,40	4,77	4,57	4,73	4,78	4,61	4,16 - 4,94
TiO_2	0,21	0,29	0,27	0,35	0,46	0,45	0,45	0,44 - 0,65
P_2O_5	0,20	0,21	0,18	0,20	0,19	0,21	0,21	0,22 - 0,31
H_2O^+	0,92	0,99	0,86	1,11	0,93	1,09	1,31	
H_2O^-	0,06	0,14	0,16	0,23	0,05	0,03	0,26	
Summe	99,89	99,02	98,59	99,51	99,85	99,39	100,12	
Ba	352	521	527	653	687	864	834	670 - 1220
Rb	224	216	232	218	221	211	201	194 - 2 41
Sr	110	171	131	229	287	335	312	282 - 427
Zr	92	118	116	156	179	201	194	146 - 232

3.4. Regional wirksame duktile Deformationen

Von regional wirksamen Deformationen wurden im Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr nur die Paragneise betroffen, die ein mehrfaches regionales Faltungs- und Schieferungsgefüge erkennen lassen (HINCKE 1986). Dieses ist in vergleichbarer Ausbildung auch in den Gneisen des Arbeitsgebietes Hauenstein nachzuweisen.

3.4.1. Erste Deformation D1

Die erste Schieferung s_1 der Gneise ist makroskopisch nur noch an syn- s_1 gebildeten Quarz-Mobilisaten zu erkennen, die bei späteren Deformationen mehrfach verfaltet wurden.

Mikroskopisch sind Reste einer ersten Schieferung noch vereinzelt als Interngefüge si in post- s_1 / prä- s_2 gesprossenen Feldspat-Blasten nachzuweisen. Dieses si , das in seiner Lage um Werte zwischen 16° - 35° vom Externgefüge se (entspricht der s_2) abweicht, wird gebildet durch linear angeordnete, leistenförmige Biotite und ovale, rekristallisierte Quarze.

Das Auftreten von Biotit im si der Feldspat-Blasten lässt darauf schließen, dass die s_1 zugehörige Metamorphose mindestens im Bereich der mittleren Grünschieferfazies anzusetzen ist.

3.4.2. Zweite Deformation D2

Die zweite Schieferung s_2 , verbunden mit zweiter Faltung B_2 , ist das prägende Gefügeelement der Paragneise in Form eines rhythmischen hell-dunkel-Lagenbaus, der im gesamten Arbeitsgebiet sehr einheitlich mit Werten zwischen 45° und 65° nach W einfällt.

Die mit der Anlage der s_2 verbundene Faltung B_2 wird abgebildet über syn- s_1 gebildete, isoklinal verfaltete Quarz-Lagen. Häufig sind nur noch die wenige mm- bis selten cm-großen Falten-scheitel anhand eingeschlichteter Glimmer-Lagen zu erkennen, während die Schenkel in der Regel stark ausgedünnt oder abgerissen in den s_2 -Schieferungsbahnen vorliegen (s. Abb. 23, folgende Seite). Die Raumlagen der Achsen pendeln bei unterschiedlichen Einfallswerten allgemein um die N-S-Richtung.

Mikroskopisch zeichnet sich die s_2 durch einen Wechsel von Biotit-Lagen (\pm Cordierit, \pm Sillimanit), Quarz-Feldspat-Lagen sowie reinen Quarz-Lagen im mm-Bereich aus.

Basisparallel eingeregelte, kräftig braune, strain-freie Biotit-Leisten, suturierte, in s_2 geplättete Quarze und Quarz-Subkörner sowie feine Feldspat-Pflaster mit angedeuteten Tripelpunkten an

den Korngrenzen und in den str₂-Höfen größerer Feldspat-Altkörner deuten auf eine weitgehende syntektonische Rekristallisation dieser Minerale hin. Daneben sind aber auch im Falle von Quarz und Biotit vereinzelt, beim Feldspat verbreitet, größere deformierte Altkörner erhalten geblieben, die randlich und in Bereichen mit kräftiger Beanspruchung oft ebenfalls von feinen Rekristallisaten überwachsen werden.

Syntektonisch erfolgte die Bildung von Cordierit sowie meist feinfaserigem Sillimanit (Fibrolith). Beide Minerale reagierten auf das Stress-Feld der s₂ durch ein geregeltes Wachstum: Ihre Längsachsen sind sehr oft schieferungsparallel ausgerichtet.

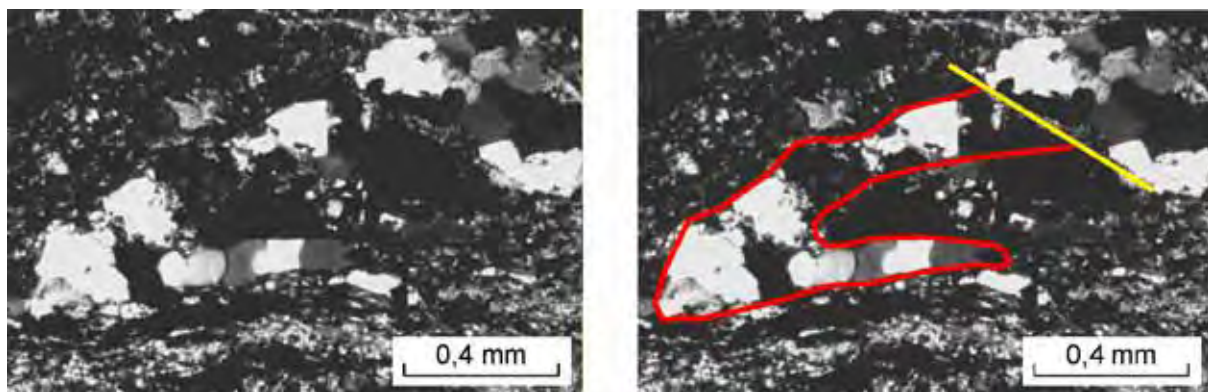


Abb. 23: Dünnschliff einer reliktschen B2-Quarz-Isoklinalfalte aus den Gneisen vom Bergsee nördlich Bad Säckingen (R 20190, H 70875), aufgenommen mit gekreuzten Nicols.

Die Falte weist einen verdickten Scheitel und abgerissene Schenkel auf, die parallel der s₂ verlaufen. Entlang einer Mikrostruktur wird der obere Faltenschenkel abgeschnitten und versetzt.

Anhaltspunkte für die Abschätzung der P-T-Bedingungen, die während der mit der zweiten Deformation verbundenen Metamorphose wirksam waren, liefern die Neubildung von Cordierit und Sillimanit (Drucke kleiner 4 kb und Temperaturen größer ca. 630°C nach BUCHER & FREY, 2002). Damit kann die zweite Metamorphose als amphibolitfazielle Hochtemperatur-Niedrigdruck-Metamorphose (HT-LP-Metamorphose) eingestuft werden.

3.4.3. Dritte Deformation D3

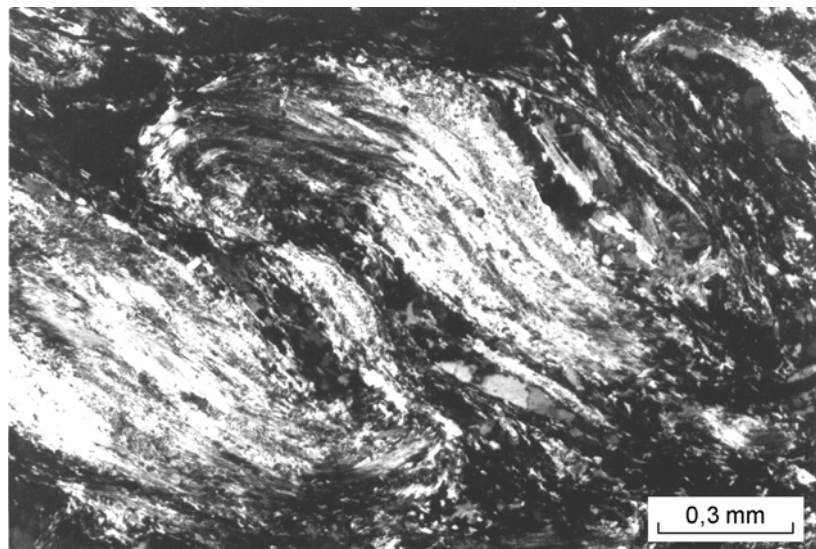
Die dritte Deformation bewirkte eine isoklinale Verfaltung B3 des s₂-Lagengefüges im cm- bis dm-Bereich um meist steil nach N und S abtauchende Achsen.

Eine undeutlich ausgebildete Schieferungsfläche s₃ ist nur in den Faltenscheiteln zu erkennen, die von achsenparallel geregelten, einzelnen Biotit-Leisten durchsetzt werden. In den übrigen Bereichen sind s₂ und s₃ nicht voneinander zu trennen, da sie parallel zueinander verlaufen.

Mikroskopisch spiegeln die Faltenscheitel am stärksten die Deformationen wider, denen die Minerale während der B3 unterlegen haben. Am eindrucksvollsten ist die plastische Deformation an langen Fibrolith-Aggregaten zu beobachten, die stellenweise eine extreme Biegung von 180° erfahren haben, jedoch keinerlei Kataklyse erkennen lassen, sondern nur umlaufend undulös auslöschen (Abb. 24). Feldspat wird in den Faltenscheiteln ebenfalls duktil verformt (schwache Verbiegung der größeren Minerale, Deformationsverzwilligung), beginnt aber randlich und in den am stärksten verbogenen Bereichen deutlich zu rekristallisieren. Kräftige syntektonische Rekristallisationserscheinungen weisen auch Quarz und Biotit auf.

Abb. 24: Dünnschliff-Foto (gekreuzte Nicols) einer B3-Isoklinalfalte aus den Gneisen des Rötlekopfes (R 20290, H 71590).

Die Falte wird nachgezeichnet durch plastisch deformierte Fibrolith-Aggregate, die umlaufend undulös auslöschen und auch in den Faltenscheiteln keine Kataklyse erkennen lassen.



Einen Hinweis auf die Temperatur während der mit B3 verbundenen Metamorphose liefert die Rekristallisation von Feldspat in den Faltenscheiteln. Nach VOLL (1980) ist die Schwellentemperatur für die Feldspat-Rekristallisation bei ca. 500°C anzusetzen. Dieser Wert muss demnach überschritten gewesen sein. Da Cordierit stabil bleibt, kann der Druck auf kleiner 4 kb (BUCHER & FREY 2002) eingegrenzt werden.

3.4.4. Vierte Deformation D4

Die vierte Deformation äußert sich in Form einer meist engen, spitzwinkligen Faltung B4 im cm- bis m-Bereich (Abb. 25). Eine zugehörige Schieferung s_4 ist erst mikroskopisch nachweisbar durch annähernd achsenparallel verlaufende Biotit-Scheiter, bleibt aber sehr undeutlich.

Die B4-Falten zeichnen sich durch verdickte Scheitel, ausgedünnte Schenkel und öfters auch Parasitärfaleten einer 2. und 3. Generation aus. Die Achsen tauchen mit 15° - 60° nach W ab.

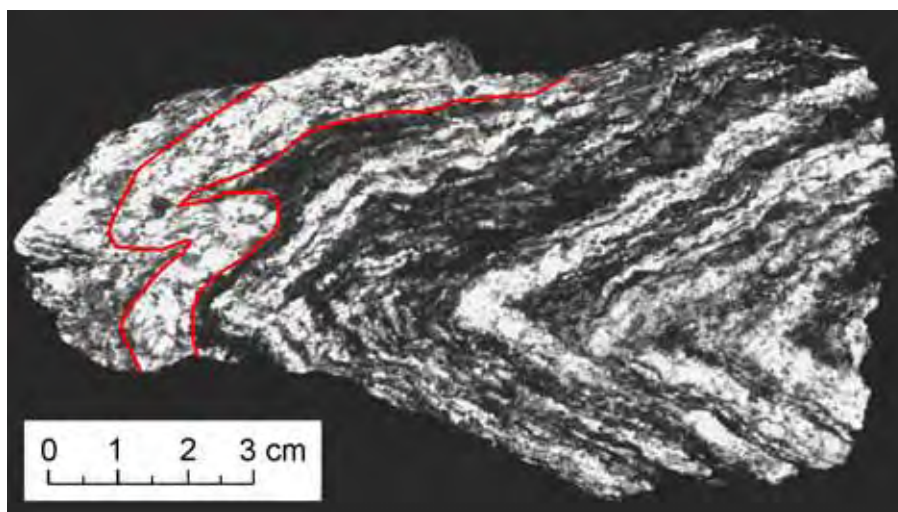


Abb 25: Anschliff einer spitzen B4-Falte aus den Paragneisen westlich des Jungholzer Felsens (R 20590, H 72510). Der durch einen rhythmischen s2-Lagenbau aus hellen Quarz-Feldspat- und dunklen Biotit-Lagen gekennzeichnete Gneis weist verdickte Faltenscheitel sowie Schleppfaltenbildung (rot umrandet) auf. Eine Schieferung s4 ist nicht ausgebildet.

Mikroskopisch zeigt sich, dass das Deformationsverhalten der Minerale im Vergleich zur B3 deutlich unterschiedlich ist:

Feldspat und Sillimanit (Fibrolith) sind in den Faltenscheiteln kataklastisch zerbrochen, ohne dass eine beginnende Rekristallisation zu erkennen ist, und der z. T. ebenfalls kataklastische Cordierit beginnt randlich und von den unregelmäßigen Rissen ausgehend, kräftig zu pinitisieren.

Quarz und Biotit hingegen sind plastisch verformt worden und zeigen typische Rekristallisationserscheinungen, die besonders beim Biotit sehr schön hervortreten: neben verbogenen, undulösen Leisten, die stets in den Bereichen stärkster Deformation von feinen Rekristallisaten überwachsen werden, treten polygonzugartig angeordnete, strain-freie Leisten auf, die spitze Falten nachzeichnen und mit Sicherheit als Rekristallisate ehemals verbogener Biotite anzusprechen sind.

Die Temperatur während der D4 kann auf einen Bereich zwischen 500°C (Stabilitätsgrenze von Cordierit, BUCHER & FREY, 2002) und ca. 300°C (Beginn der Biotit-Rekristallisation nach VOLL 1976, 1980) eingegrenzt werden. Eine Druckabschätzung ist nicht möglich.

3.4.5. Metamorphosebedingungen

Die für die D1 bis D4 abgeschätzten P-T-Bedingungen sind jeweils im Anschluss an die Beschreibung der Deformationsgefüge in den entsprechenden Unterkapiteln aufgeführt worden und werden deshalb an dieser Stelle nur noch einmal tabellarisch zusammengefasst (Tab. 4).

Tab. 4: Regional wirksame Deformationen der Gneise und ihre Metamorphosebereiche im Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr

Deformation	Gefüge	P-T-Indikatoren	P-T-Bereich
D1	Interngefüge in Fsp-Blasten, s1-Quarz-Mobilisate	Bi als Einschluss in den Blasten	mittlere Grünschieferfazies
post D1/ prä D2	Plag-Blastese	Einschlussminerale Qz und Bi rekristallisieren	T größer ca. 300°C
D2	prägender Lagenbau, Qz-Isoklinalfalten, Rotation der prä-D2 gebildeten Blasten	synkinematisches Cordierit- und Sillimanit-Wachstum	T größer ca. 630°C P kleiner ca. 4 kb
D3	Isoklinale Verfaltung des s2-Lagengefüges	Plastische Deformation von Sillimanit, Fsp-Rekristallisation, Cordierit bleibt stabil	T größer 500°C
D4	Verfaltung der B3-Achsen um jüngere, meist enge Falten	Crđ-Zersatz (Pinitisierung) in den verfalteten Bereichen; Bi-Rekristallisation in Faltenscheiteln	T zwischen 300°C und 500°C
post D4/ prä D5	Fsp-Blastese (Plag und Alk'Feldspat)	Einschlussminerale Qz, Bi statisch rekristallisiert	T größer ca. 300°C

In der Zusammenschau der Ergebnisse ergibt sich folgender Metamorphoseablauf:

- C Die ältesten Deformationsrelikte werden im Zuge einer prograden Metamorphose unter wahrscheinlich grünschieferfaziellen Bedingungen gebildet.
- C Wesentlich höher temperiert ist die D2, während der das prägende Lagengefüge angelegt wird. Die Mineralneubildungen lassen auf eine begleitende Hochtemperatur-Niedrigdruck- (HT-LP-) Metamorphose schließen.
- C Die nachfolgende D3 ist zwar ebenfalls noch an eine amphibolitfazielle HT-LP-Metamorphose gebunden, doch überschreiten die Temperaturen vermutlich nicht mehr die während der D2 erreichten Werte.
- C Die Anlage der D4 erfolgt unter retrograden Bedingungen im niedrigtemperierten Bereich der Grünschieferfazies.

3.4.6. Alter der regional wirksamen Deformationen

Eine altersmäßige Einstufung der Deformationen D1 bis D4 der Paragneise ist aus dem Geländebefund nur insoweit möglich, als dass diese Deformationen älter als die Intrusion des deformierten Granits und des Albtalgranits sein müssen, und damit eine obere Altersgrenze von 334 ± 3 ma. gegeben ist (Alter des Albtalgranits nach SCHALTEGGER 2000).

Allgemein ist man sich heute einig, dass die prägende Deformation der Gneise während einer HT-LP-Metamorphose im Unterkarbon stattgefunden hat (u. a. KALT et al. 2000, MARSCHALL et al. 2003), die auf etwa 330 - 335 ma. datiert wird (KALT et al. 1994 a, LIPPOLT et al. 1994).

Die prägende Deformation der Gneise im Arbeitsgebiet ist die D2. Sie ist älter als die Intrusion des Albtalgranits und muss daher im Arbeitsgebiet mindestens ein Alter von ca. 334 ± 3 ma. haben.

Somit müssen auch die D3 und D4 ins Unterkarbon datiert werden, in den wahrscheinlich engen zeitlichen Rahmen zwischen der Bildung des prägenden Schieferungsgefüges D2 und der Intrusion des Albtalgranits.

Die D3 und D4 können nicht nur als während einer allmählichen retrograden Metamorphose angelegt interpretiert werden, da sie in der Raumlage ihrer Faltenachsen unterschiedliche Beanspruchungspläne widerspiegeln, die damit allein nicht erklärt werden können (vgl. Anhang Flächendiagramme S. 127 f.) .

Über den Zeitpunkt der Anlage der ältesten D1-Gefüge sind keine Aussagen möglich.

3.5. Lokal wirksame duktile Deformationen

3.5.1. Scherdeformation D5

Die deformierten Granite des Arbeitsgebietes weisen als charakteristisches Kennzeichen ein Deformationsgefüge auf, dass in verschiedenen Aufschlüssen deutliche Unterschiede in der Deformationsstärke und damit verbunden auch in der Korngröße erkennen lässt. Das Deformationsgefüge umfasst zwei Schieferungen, die sich im spitzen Winkel schneiden, sowie eine durch Feldspat-Regelung hervorgerufene Lineation. Allgemein ist zu beobachten, dass mit zunehmender Deformationsstärke der Winkel zwischen beiden Schieferungen kleiner und das Gestein zunehmend feinerkörnig wird.

Damit zeigt der deformierte Granit die typischen Phänomene, die Gesteine aufweisen, die einer

duktilen Scherung unterlegen haben. Die Deutung des beobachteten Gefüges als Schergefüge (HINCKE & THIEDIG 1987) wird bekräftigt durch das Auftreten stark mylonitisierter Gesteine am Kontakt zwischen deformierten Graniten und Paragneisen.

Auch in den Paragneisen treten dem deformierten Granit vergleichbare Gefüge auf. Makroskopisch sind sie in der Regel nur schwer zu erkennen, zeigen aber mikroskopisch alle Merkmale einer duktilen Scherbeanspruchung.

Im Folgenden werden die während einer Deformation (der D5), aber zu unterschiedlichen Zeiten angelegten Schieferungen (vgl. Kap. 1.4) mit den Kürzeln "m" für ältere mylonitische Schieferung und "s" für jüngere "shear-band"-Schieferung versehen.

3.5.1.1. Mylonitische Schieferung s5m

Die mylonitische Schieferung s5m ist das charakteristische Gefügeelement der deformierten Granite, nach der Quarz und Biotit geregelt und Feldspat, oft unter Kataklyse, einrotiert wurde. Die s5m bewirkt die Herausbildung einer angedeuteten Lagigkeit und eines schwach "augeneisartigen" Charakters des Granits, hervorgerufen durch die als Mineral-Lineation auftretenden Großfeldspäte.

In den Paragneisen hingegen ist die mylonitische Schieferung makroskopisch nur schwer zu erkennen, da sie das ältere s2-Gefüge wiederbelebt. Verglichen mit s2 zeichnet sich die s5m einerseits durch ein feineres und strafferer Lagengefüge, andererseits durch eine geringere Korngröße der Minerale aus. Da die gleichen Erscheinungen aber auch mineralogisch bedingt sein können (vgl. BRUNS 1983, JANDL 1984, SCHRÖDER 1984), erbringt erst die mikroskopische Gefügeanalyse den sicheren Nachweis einer mylonitischen Schieferung.

Die mylonitische Schieferung des Granits und des Gneises sind nach tektonischen, mikroskopischen und makroskopischen Gesichtspunkten eindeutig zu korrelieren. Wie die Mikrogefügeuntersuchungen zeigen, wurde die mylonitische Schieferung später als die B4 der Paragneise angelegt und wird deshalb als s5 indiziert. Sie ist die älteste Deformation, die im deformierten Granit nachzuweisen ist.

Im gesamten Arbeitsgebiet streicht die mylonitische Schieferung sehr einheitlich N-S und fällt mit Werten zwischen 45° und 75° nach W ein. Allgemein ist sie im S etwas flacher, im N steiler ausgebildet. Durch die Einregelung der Großfeldspäte im deformierten Granit, undeutlicher auch durch die Regelung der Fibrolith-Aggregate im Gneis, wird eine Mineral-Lineation L5m abgebildet, die parallel dem Einfallen der s5m verläuft (s. Flächendiagramme im Anhang, S. 127 f.).

Mikroskopisch ist das auffälligste Merkmal der s5 sowohl in Gneisen wie Graniten eine Verringerung der Korngröße, von der vor allem Quarz und Biotit, z.T. aber auch Feldspat betroffen wird. Die Korngrößenreduktion ist verbunden mit einer Rekristallisation von Quarz und Biotit, während Feldspat nur in den am stärksten deformierten Gesteinen Rekristallisationserscheinungen erkennen lässt.

In den Gneisen reaktiviert die s5m das prägende s2-Lagengefüge. Da die Scherung nur lokal auftritt, kann durch einen Vergleich von Paragneisen mit und ohne Schergefüge eine klare Trennung der durch s2 bzw. s5m bewirkten Deformationsgefüge vorgenommen werden: Danach wird das mylonitische s5m-Gefüge der Paragneise neben einer geringeren Korngröße und engerständigen Schieferungsflächen vor allem durch eine z. T. äußerst kräftige Streckung str5 der Minerale charakterisiert. Auf diese reagieren Feldspäte, Sillimanit, Granat und untergeordnet auch Turmalin mit einer Bildung von Extensionsrissen annähernd senkrecht zu L5m.

Die Minerale lassen unter dem Mikroskop die folgenden Deformations- / Rekristallisationserscheinungen erkennen:

Quarz ist verbreitet zu langgezogenen linsigen bzw. lagigen Aggregaten gedehnt, die parallel zur str5m bzw. zur L5m verlaufen. Sie setzen sich fast ausschließlich aus geplätteten Subkörnern und kleinen syntektonischen Rekristallisaten mit suturierten Korngrenzen und undulöser Auslöschung zusammen.

Eine zweite Ausbildungsform der Quarze ist an Feldspat-Korngrenzen (parallel der s5m) zu beobachten: Hier treten infolge fast reiner Plättung lang ausgezogene feine Quarze auf, die kaum undulös auslöschen und nur vereinzelt Subkornbau aufweisen.

Im Druckschatten vorwiegend der Feldspäte überwiegen statisch rekristallisierte Quarze, die sich durch fehlende undulöse Auslöschung, gerade oder schwach gebogene Korngrenzen und polygonale Gefüge mit Tripelpunkten auszeichnen.

Biotit hat wie der Quarz mit plastischem Verhalten, Kornzerfall und Rekristallisation auf die Mylonitisierung reagiert. Etwa ein Drittel der Biotite liegen als mm-große, oft spindelförmige Altkörner mit undulöser Auslöschung vor, die mit ihrer Längsachse in s5m eingeregelt sind. Randlich werden sie verbreitet von einem feinen Saum winziger Biotit-Rekristallisate umkränzt, die ebenfalls annähernd s5m-parallel orientiert sind. Derartige kleine Biotit-Leisten, die aus der Rekristallisation ehemaliger Altkörner hervorgegangen sind, machen die restlichen zwei Drittel der Biotite aus und durchziehen als durchgehende Lagen sowohl die Gneise wie die Granite.

Feldspat zeigt als Folge der Mylonitisierung hauptsächlich eine Kataklyse größerer Minerale. Typisch ist diese besonders in den Großfeldspäten des deformierten Granits ausgebildet, tritt aber ebenso in gleicher Ausbildung in der Matrix des Granits und Gneises auf. Ein wesentlicher Unterschied in der Ausbildung der Feldspäte in beiden Gesteinen wird bedingt durch das unter-

schiedliche Ausgangsgefüge vor der Mylonitisierung: Während im Lagengefüge des Gneises der Großteil der Feldspäte schon eingeregelt vorlag (L2 parallel L5m) und somit nur von einer Streckung, nicht aber einer Rotation betroffen wurde, war im deformierten Granit ursprünglich ein regelloses Gefüge vorhanden. Demzufolge reagierten hier die Feldspäte neben einer Bildung von Extensionsrissen (mit Quarz- oder Serizit-Füllung) zusätzlich durch eine Rotation der Feldspat-Bruchstücke gegeneinander, die zu einer Einregelung der Kataklasten-Längsachsen führte.

In Bereichen starker Deformation setzt randlich und an beginnenden Rissen in größeren Feldspäten eine Bildung kleiner klarer Feldspat-Rekristallite ein (Abb. 26). In diesen Bereichen ist auch hin und wieder das Auftreten einer Deformationsverzwillingung in Plagioklasen sowie vereinzelt das Vorliegen von Mikroklin, der sonst überall im Gestein fehlt, zu beobachten. Die Bildung von Mikroklin aus Orthoklas kann nach TRÖGER (1969) auf starke tektonische Deformation zurückzuführen sein.

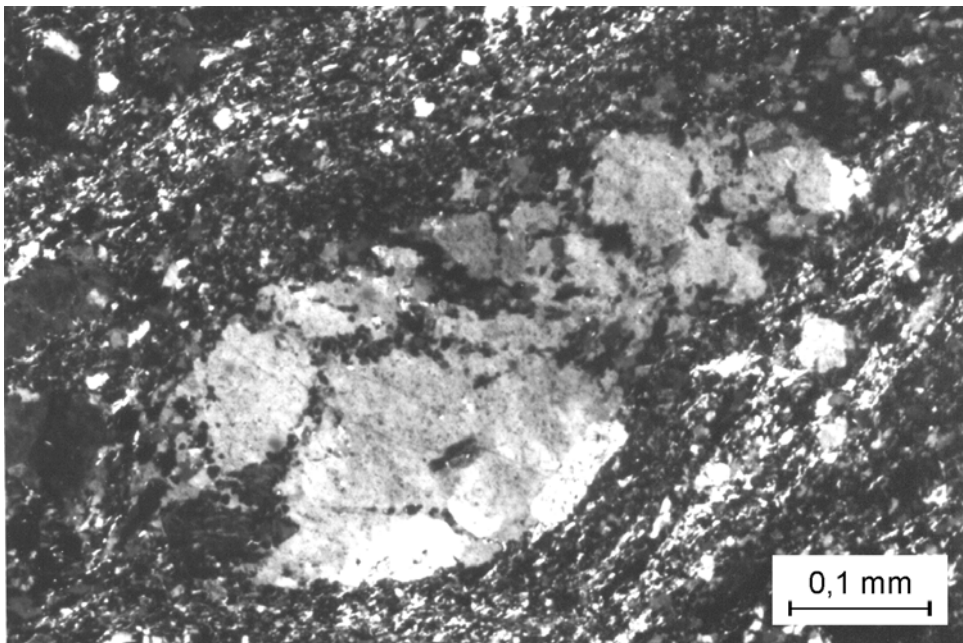


Abb. 26: Dünnschliff eines linsigen Alk'Feldspats im sehr stark deformierten (mylonitisierten) Granit aus dem Vorkommen am Bärenfelsen (R 19705, H 77110), bei gekreuzten Nicols. Das Feldspat-Altorn, das mit seiner Längsachse in L5m eingeregelt ist, beginnt randlich und entlang von Subkorn Grenzen kräftig zu rekristallisieren. Die winzigen syntektonischen Rekristallite zeigen vergleichbare Korngrößen wie die umgebende mylonitische Matrix aus Quarz, Feldspat und Biotit und belegen die mit einer Mylonitisierung verbundene Reduktion der Korngröße bei gleichzeitiger Rekristallisation des Mineralbestandes.

Sillimanit, der nur im Gneis vorhanden ist, weist in s5m sehr typische Extensionsrisse auf, in die feiner Serizit eingewandert ist (Abb. 27). Eine Rotation der Bruchstücke findet nicht statt, da die Längsachsen der Sillimanite bzw. Fibrolith-Aggregate schon L2-parallel ausgerichtet waren und die spätere L5m die gleiche Orientierung aufweist.

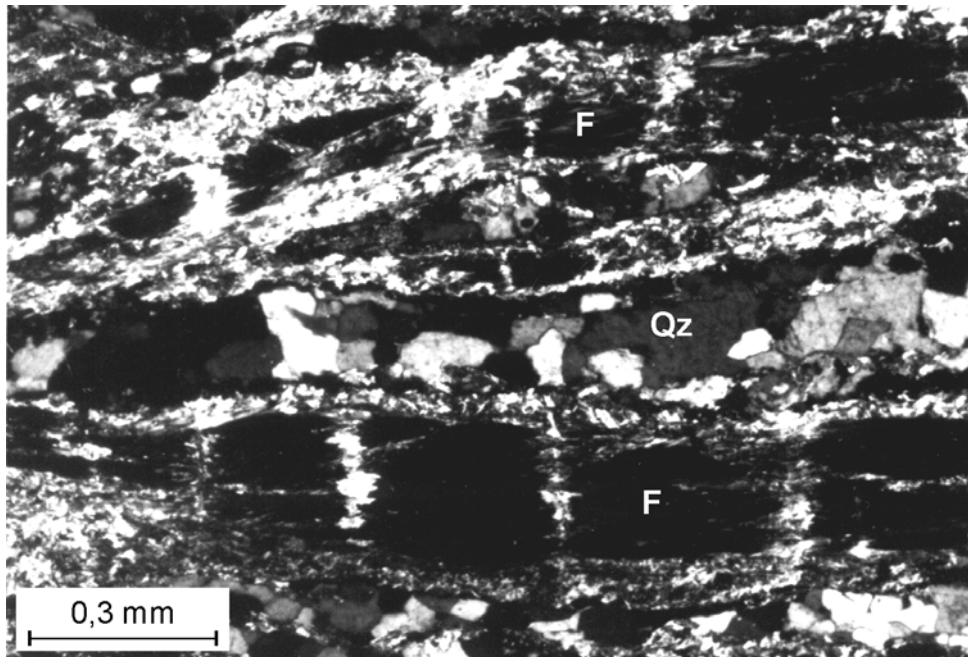


Abb. 27: Dünnschliff eines mylonitischen Gneises bei gekreuzten Nicols, vom Fahrweg am Fischgraben (R 19430, H 78300), der zwei in s5m eingeregelter Fibrolith-Aggregate (F) erkennen lässt. Diese wurden infolge Extension während der Anlage der s5m senkrecht zu ihren Längsachsen, die parallel der L5m verlaufen, zerrissen und die Risse mit Serizit gefüllt. Im Gegensatz zum Fibrolith wurde die zwischengeschaltete Quarz-Lage (Qz) nur plastisch deformiert.

Cordierit tritt im Gneis in zwei Generationen auf: Die ältere, größere Generation ist im Zuge der mit s2 verbundenen Metamorphose gesprosst und liegt in s5m in Form ovaler, meist stark pinitisierter Minerale mit deutlichen str5m-Höfen vor.

Eine davon zu unterscheidende jüngere s5m-Cordierit-Generation, die nicht nur im Gneis, sondern auch im deformierten Granit vorkommt, ist in der Regel kleiner, fast vollkommen frisch und zeigt ein orientiertes Wachstum mit eingeregelten Längsachsen parallel L5m und annähernd isometrischen Querschnitten mit deutlichen Sanduhrstrukturen in Schnitten senkrecht zu L5m bzw. parallel dem Streichen der s5m.

Aus dem Rekristallisationsverhalten der gesteinsbildenden Minerale und der während der Scherung erfolgten Sprossung von Cordierit können Rückschlüsse auf die P-T-Bedingungen in der Scherzone gezogen werden. Die Rekristallisation von Feldspat, die in den am stärksten defor-

mierten Bereichen auftritt, zeigt an, dass in diesen Bereichen die Temperaturen von 500°C, der Schwellentemperatur für die Feldspat-Rekristallisation (VOLL 1980), überschritten gewesen sein muss. Durch die Anwesenheit von Cordierit kann nach BUCHER & FREY (2002) der Druck gleichzeitig auf Werte kleiner 4 kb eingegrenzt werden.

Auch in den nur noch schwach deformierten Gesteinspartien tritt in geringer Menge Cordierit auf, so dass auch hier noch Temperaturen größer 500°C und Drucke kleiner 4 kb (Bildungsgrenze von Cordierit, BUCHER & FREY 2002) geherrscht haben müssen.

3.5.1.2. “Shear-band”-Schieferung s5s

Die “shear-band”-Schieferung s5s durchsetzt das s5m-Gefüge unter spitzem Winkel und ist daher in den deformierten Graniten und Gneisen makroskopisch meist leicht zu erkennen. Je nach Deformationsstärke des Gesteins tritt sie in mm- bis cm-Abständen in Form einer feinen Scherflächenschar auf, ohne dass makroskopisch noch einzelne Minerale identifizierbar sind. Häufig bewirkt sie durch die Schleppung bzw. Scherung der älteren Gefüge ein “flaseriges” Erscheinungsbild von Gneisen und deformierten Graniten (Abb. 28).

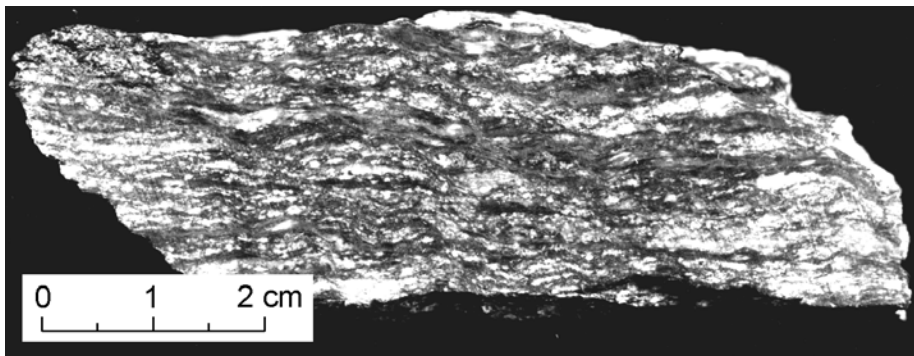


Abb. 28: Handstück eines feinkörnigen Paragneises aus dem Bereich Silberhöhle (R 20510, H 70815), der neben der s5m (im Bild E-W) eine feine s5s-Flächenschar (NW-SE) aufweist, an der die s5m verbogen und rotiert wird. Es resultiert ein flaseriges Erscheinungsbild des Gesteins.

In den Bereichen stärkster Deformation, so entlang der Kontakte Paragneis / deformierter Granit und in den Gneisen im N des Arbeitsgebietes, weist die s5s eine hohe Scherflächendichte auf, durch die eine Rotation der s5m in annähernde Parallelität mit der s5s hervorgerufen wird. Oft ist in diesen Bereichen eine makroskopische Trennung von s5m und s5s kaum noch möglich.

Wie die s5m streicht auch die s5s einheitlich N-S, fällt aber steiler und im gesamten Arbeitsgebiet recht einheitlich mit durchschnittlich 80° nach W ein.

Mikroskopisch ist die s5s in Gneisen und deformierten Graniten identisch ausgebildet und durchzieht in Form feinsten, selten mehr als 0,1 mm mächtiger, durchhaltender Lagen das Gestein. In diesen Scherbahnen sind winzige, nur mäßig geregelte und vielfach undulös auslöschende Biotit-Schüppchen und feinstes Opakmaterial angereichert.

An den s5s-Scherbahnen werden Quarz- und Biotit-reiche Lagen des s5m-Gefüges verbogen und geschleppt, größere Feldspäte und Feldspat-reiche Lagen hingegen zerschert und um mm-Beträge gegeneinander versetzt (Abb. 29). Im Gegensatz zum rein kataklastischen Verhalten der Feldspäte zeigen die in s5s eingeschleppten s5m-Biotite in stark deformierten Gesteinen noch eine plastische Verformung und eine beginnende syntektonische Rekristallisation. Mit abnehmender Deformationsstärke reagieren aber auch sie zunehmend spröde. Allein der Quarz reagiert auf die Scherung mit einer duktilen Verformung, begleitet von einer verbreiteten syntektonischen Rekristallisation.

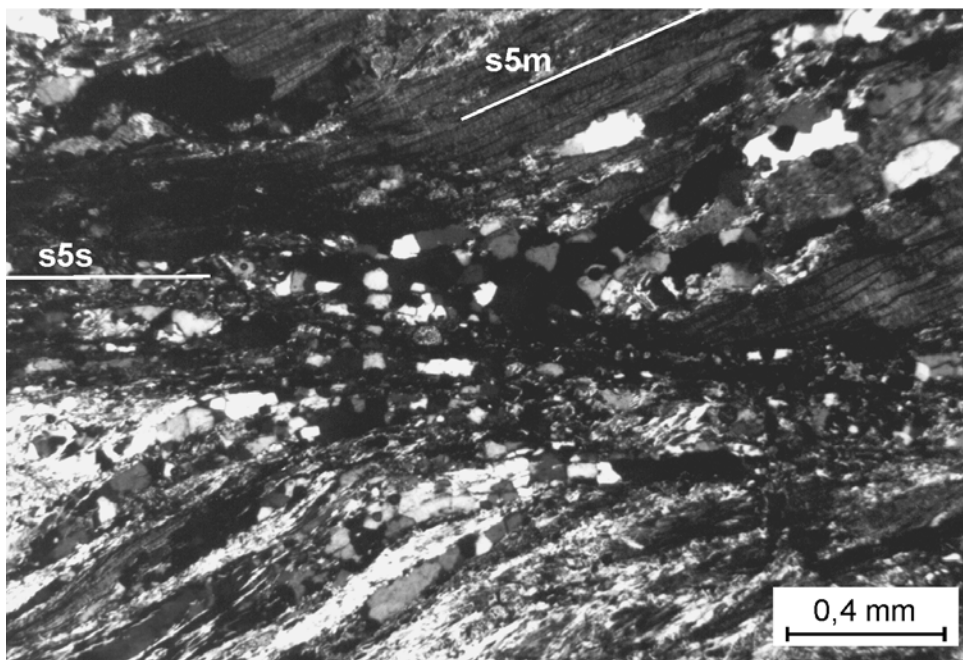


Abb. 29: Mikrogefüge eines durch Scherdeformation überprägten Paragneises aus dem Schöpflebachtal (R 20235, H 71355), aufgenommen mit gekreuzten Nicols. Die straggelige s5m, gebildet durch Quarz-Feldspat-, Biotit- und Cordierit-Sillimanit-Lagen, wird von einem s5s Scherband durchsetzt, das das s5m-Gefüge schleppt und zerschneidet, also eindeutig später als die s5m angelegt wurde. Innerhalb des Scherbandes ist rekristallisierter Quarz (Bildmitte) zu erkennen.

Für die s5s ist aus der nur noch beginnenden Biotit-Rekristallisation (Schwellentemperatur nach VOLL 1976, 1980 ca. 300°C) abzuleiten, dass selbst in Bereichen stärkster Deformation die Temperaturen kaum höher als 300°C waren, während bei der Anlage der s5m maximale Temperaturen von mehr als 500°C in den gleichen Gesteinen erreicht wurden.

3.5.2. Grenzen und Verlauf der Scherzone

Aus der Verbreitung von Gesteinen mit s5m / s5s-Schergefügen kann rekonstruiert werden, dass die Scherzone heute nur noch reliktdisch vorliegt, da sie im N und W an jüngeren Störungen (Vorwaldstörung, Bruchzone von Wehr) abgeschnitten wird und im S durch quartäre Sedimente überdeckt wird. Nur gegen E ist ein allmähliches Abklingen der Scherdeformation in deformierten Graniten und Paragneisen festzustellen. Die E-Grenze der ehemaligen Scherzone verläuft in etwa NNW-SSE und folgt auf dem Kartenblatt Wehr dem Übergang deformierter Granit - Albtalgranit. Weiter im S, in den Paragneisen, streicht die Grenze der Scherzone über Galgenmatt, Sand, Sägenrain bis zum Gewerbebach, wo sie unter quartären Ablagerungen verschwindet.

Insgesamt stellt sich die Scherzone in ihrer heutigen Ausdehnung als ca. 8 km lange und maximal etwa 1 km breite, NNW-SSE-streichende Zone dar, die parallel der Bruchzone von Wehr verläuft (s. Anlage 2).

3.5.3. Bewegungssinn in der Scherzone

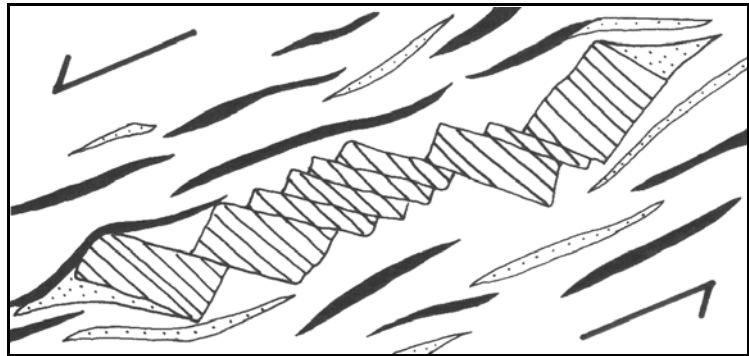
Der Bewegungssinn an bzw. in einer Scherzone kann außer durch "Marker"-Horizonte, die aber im Arbeitsgebiet fehlen, auch durch bestimmte asymmetrische Gefügeelemente ermittelt werden (u. a. SIMPSON & SCHMID 1983, LISTER & SNOKE 1984, HANMER & PASSCHIER 1991), sofern diese in x/z-Orientierungen des finiten strain-Ellipsoids liegen.

Im Arbeitsgebiet muss eine Ableitung des Schersinns in Anschnitten bzw. Dünnschliffen senkrecht zur Schieferung und parallel zur Lineation vorgenommen werden. Die folgenden vier Indikatoren, die teils nur mikroskopisch, teils aber auch eindeutig makroskopisch auswertbar sind, ermöglichen eine Bestimmung des Schersinns:

- C Zerbrochene und rotierte Feldspäte: Feldspat-Großkristalle sind im deformierten Granit im Arbeitsgebiet in großer Menge zu beobachten und erlauben schon makroskopisch eindeutige Rückschlüsse auf den Schersinn. Nach SIMPSON und SCHMID (1983) und ETCHECOPAR (1974, 1977) erfolgt die Rotation der sich in einer duktilen Matrix weitgehend starr verhaltenden Bruchstücke analog einem Stapel gescherter Karten ("sheared stack of cards model") und deutet danach im Untersuchungsgebiet auf abschiebende Bewegungen an der Scherzone hin (s. Abb. 30, folgende Seite).
- C Schersinn der s5s-"shear-band"-Schieferung: Nach SIMPSON und SCHMID (1983) ist der Schersinn der spät-deformativ angelegten "shear-band"-Schieferung identisch mit dem Schersinn der Hauptscherzone und kann daher benutzt werden, den Bewegungssinn der Hauptscherzone festzulegen. Sowohl makroskopisch wie mikroskopisch ergibt

sich in den Gneisen und deformierten Graniten des Arbeitsgebietes ein abschiebender Charakter der s5s-Schieferung.

Abb. 30: Skizze eines kataklastischen Alk'Feldspat-Großkristalls aus dem deformierten Granit aus dem Bereich Bergsee. Der in s5m eingeregelt und parallel L5m gestreckte Feldspat ist mehrfach zerbrochen



und die Bruchstücke sind gegeneinander rotiert. Der Bewegungssinn des Gesamtsystems ist abschiebend. Die Länge der waagerechten Bildkante beträgt 9 cm.

- C Asymmetrische Druckschatten: Asymmetrisch ansetzende str5-Druckschatten an größeren rotierten Feldspäten sind mikroskopisch in den deformierten Graniten und Gneisen häufig zu beobachten. Der aus ihnen in Anlehnung an SIMPSON und SCHMID (1983) bestimmte Schersinn ist ebenfalls abschiebend.
- C Spindelförmige Biotit-Alt Körner: Alt-Biotite, die nicht oder nur beginnend der Rekristallisation unterlegen haben, zeigen oft spindelförmige Umrisse und sind mit ihrer (001)-Spaltbarkeit gegen das mylonitische Schieferungsgefüge geneigt. Aus ihrer Orientierung leiten LISTER und SNOKE (1984) und PASSCHIER & TROUW (2005) ebenfalls den Schersinn ab. Auch diese Methode ergibt in Gneisen und deformierten Graniten wiederum abschiebenden Bewegungssinn.

Die vier beschriebenen Schersinn-Indikatoren belegen für sämtliche von der duktilen Scherung erfassten Gesteine (Gneise, deformierte Granite, Ganggranite, Aplitgänge) einen übereinstimmenden Bewegungssinn. Danach haben an der N-S-streichenden, steil mit ca. 80° nach W einfallenden Scherzone im Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr abschiebende Bewegungen stattgefunden.

3.5.4. Metamorphosebedingungen

Für die Anlage der D5-Scherggefüge können jeweils Temperaturen und z. T. auch Drucke aus der Neubildung und der Instabilität metamorpher Minerale sowie aus dem Rekristallisationsverhalten von Quarz, Biotit und Feldspat abgeleitet werden. Die für s5m und s5s abgeschätzten

P-T-Bedingungen sind im Anschluss an die Beschreibung der Deformationsgefüge in den entsprechenden Unterkapiteln aufgeführt worden und werden deshalb an dieser Stelle nur noch einmal kurz zusammengefasst:

Während die Deformationen D1 bis D4 regionalen Charakter besessen haben, ist die duktile Scherung D5 nur als lokales Phänomen anzusehen. Die mit ihr verbundenen Temperaturen und Drucke erreichten während der Anlage der mylonitischen Schieferung s5m in den am stärksten von der Scherung betroffenen Bereichen amphibolitfaziellen Charakter (HT-LP-Metamorphose), um gegen Ende der Scherung mit Anlage der "shear-band"-Schieferung s5s im unteren Temperaturbereich der Grünschieferfazies auszuklingen.

3.5.5. Alter der Scherdeformation D5

Die duktile Scherzone, die die s5m- und s5s-Gefüge erzeugt hat, ist ein lokales Phänomen. Sie kann nicht ohne weiteres mit anderen Scherzonen des Südschwarzwaldes und den für diese Zonen ermittelten Altern verglichen bzw. korreliert werden. Im Gegensatz zu den sonstigen Scherzonen des Südschwarzwaldes, die infolge Einengung entstanden sind und als Über- oder Seitverschiebungen ausgebildet sind, handelt es sich bei der Scherzone des Arbeitsgebietes um eine abschiebende, durch Dehnung hervorgerufene duktile Deformationszone.

Der Zeitpunkt der Anlage der Scherzone kann aus dem Geländebefund recht genau eingegrenzt werden:

Die Schergefüge treten nicht nur in den Gneisen und im deformierten Granit auf, sondern sind auch in Ganggraniten und vermutlichen Apliten (vgl. S. 67) im Bereich der Scherzone nachweisbar. Diese Gesteine sind jünger als der Albtalgranit, den sie durchsetzen.

Nicht mehr von den Scherbewegungen beeinflusst wurden Lamprophyrgänge, die nach allgemeiner Ansicht (u. a. HANN und SAWATZKI 2003 a) die jüngsten Ganggesteine des Schwarzwaldes sind. Sie durchschlagen sowohl die Gneise, den Albtalgranit, andere Ganggesteine sowie die Scherzone und zeigen ein vollkommen regelloses Gefüge.

Somit muss die Scherzone nach Aufdringen der Ganggranite und Aplite, aber vor Intrusion der Lamprophyre gebildet worden sein. Betrachtet man die zurzeit anerkannten radiometrischen Altersdaten für den Albtalgranit und die Lamprophyre (Tab. 5) - für Ganggranite und Aplite fehlen Datierungen -, so ist die Scherzone jünger als 334 ± 3 ma. und älter als 314 ± 1 ma. Sie hat damit vermutlich spätunterkarbones Alter.

Tab. 5: Radiometrische Altersdaten vom Albtalgranit und verschiedenen Lamprophyren.

Gestein (Probenort)	Alter (ma.)	Methode	Bearbeiter
Lamprophyr (Todtmoos)	314 ± 1	Biotit, $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$	HEGNER et al. 1998; KÖLBL-EBERT, 1995
Lamprophyr (Albtal)	325 ± 1	Biotit, $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$	KÖLBL-EBERT, 1995
Lamprophyr (Bernauer Steige)	330 ± 1	Biotit, $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$	KÖLBL-EBERT, 1995
Lamprophyr (Wehratal)	332 ± 1	Biotit, $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$	KÖLBL-EBERT, 1995
Albtalgranit (Hintertodtmoos)	334 ± 3	Zirkon, $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	SCHALTEGGER, 2000

Die von ECHTLER und CHAUVET (1992) aufgestellte These, dass der Albtalgranit bei seiner Intrusion eine aktive Scherbahn (die Scherzone zwischen Säckingen und Wehr) als Aufstiegsbahn benutzt hat und dabei in seinem Randbereich verschiefert wurde, ist nicht richtig. Der Albtalgranit und sogar ein Teil der Ganggefölschaft (Ganggranite, Aplite) sind älter als die Scherzone.

3.6. Alter und Deutung des deformierten Granits

Eine zeitliche Einstufung des Intrusionsalters des deformierten Granits kann sich nur auf mineralogische, geochemische und struktureologische Anhaltspunkte stützen, da direkte radiometrische Daten für den deformierten Granit bisher fehlen. Folgende Arbeitsergebnisse erlauben Aussagen zur Altereinstufung:

- C Der deformierte Granit zeigt keine regionalen Deformationsgefüge (D1 bis D4), ist also jünger als die D4.
- C Der Ganggranit vom Klingelfelsen durchsetzt sowohl den Albtalgranit als auch den deformierten Granit - er ist somit jünger als beide.
- C Zum Zeitpunkt der Intrusion des Ganggranites hatte der deformierte Granit noch kein Schieferungsgefüge. Dieses wurde erst nachfolgend angelegt, und zwar in gleicher Art und Stärke sowohl im deformierten Granit als auch in Teilen des Ganggranits (gemeinsame Scherung beider Gesteine).

Gerade der letzte Punkt - die Anlage des Schergefüges erst nach dem Aufdringen heller Ganggesteine - zeigt auf, dass die Deformation ein später Vorgang gewesen ist, der erst nach Intru-

sion des Albtalgranits und des deformierten Granits stattgefunden hat. In Bezug auf tektonische Aussagen verliert deshalb eine Einstufung des deformierten Granits - entweder als eigenständiger älterer Granit oder als deformierte Randzone des Albtalgranits - ihre Relevanz, da diese Aussage für den Zeitpunkt der Anlage der Schergefüge keine Rolle mehr spielt.

Ihre Wichtigkeit hat eine solche Einstufung des Alters des deformierten Granits allerdings für die genauere Kenntnis des Grundgebirges des Südschwarzwaldes und für die Darstellung in geologischen Karten und soll deshalb nachfolgend vorgenommen werden.

- C Von den deformierten Zweiglimmergraniten des Südschwarzwaldes unterscheidet sich der deformierte Granit durch fehlende Muskowit-Führung, deutlich höhere CaO- und geringere Na₂O-Konzentration und das Vorliegen von Alk'Feldspat-Großkristallen, die nach EMMERMANN (1973) in den deformierten Zweiglimmergraniten fehlen. Somit handelt es sich nicht um diesen Granittypus.
- C Wie der Albtalgranit, so ist auch der deformierte Granit ein Biotitgranit mit zahlreichen Alk'Feldspat-Großkristallen. Beiden Granite gehen fließend ineinander über, es gibt zwischen ihnen keinen Intrusionskontakt (ein solcher könnte allerdings durch Scherbewegungen verwischt und nicht mehr als solcher erkennbar sein). Mit abnehmender Deformationsstärke des deformierten Granits bzw. geringer werdendem Abstand zum undeformierten Albtalgranit findet eine zunehmende mineralogische und geochemische Angleichung vom deformierten Granit an den Albtalgranit statt. Auch in der Textur ist diese Angleichung zu beobachten, einerseits durch die Zunahme der Korngröße mit abnehmender Deformationsstärke, andererseits durch die zunehmende Entregelung der Matrixminerale und der Großfeldspäte. Diese Beobachtungen ließen sich im Zuge eines einheitlichen Gesteins deuten.
- C Hinweise, die im Sinne zweier verschiedener Gesteine gedeutet werden könnten, sind vor allem die Unterschiede im Mineralbestand: Einerseits treten mit Cordierit und Mikroklin im deformierten Granit zwei Minerale auf, die im Albtalgranit nicht vorkommen, andererseits weist der deformierte Granit am und nahe dem Kontakt zu den Paragneisen so starke Unterschiede im quantitativen Mineralbestand und in der Geochemie auf, dass er sich nicht mehr in die Variationsbreite des Albtalgranits einpasst.

Beide letztgenannte Argumente lassen sich entkräften, wenn man die Scherdeformation und die Metamorphose mit in Betracht zieht: Die Bildung von Cordierit und Mikroklin ist möglich als Folge einer duktilen Scherung und die dadurch hervorgerufene tektonische Beanspruchung und Metamorphose des Gesteins. Ebenso sind Stoffverschiebungen als Folge der duktilen Scherung gerade in gneisnahen Bereichen, die stärkste Scherung und Metamorphose erfahren haben, nicht auszuschließen, sondern eher als wahrscheinlich anzusehen aufgrund der zunehmenden An-

gleichung, die, ausgehend von dieser Zone, mit Annäherung an den Albtalgranit auftritt.

Nach der Abwägung der Argumente ist m. E. davon auszugehen, dass der deformierte Granit genetisch identisch mit dem Albtalgranit ist und nur infolge einer im späten Unterkarbon erfolgten Scherung und der damit verbundenen Metamorphose ein anderes Gefüge und z. T. eine abweichende mineralogische und chemische Zusammensetzung aufweist.

3.7. Bruchtektonik

Das Arbeitsgebiet wird im N und W von markanten Störungen bzw. Störungszonen umrahmt: der Vorwaldstörung und der Bruchzone von Wehr. Beide Systeme werden deshalb kurz charakterisiert:

Die nach WIMMENAUER und STENGER (1983) permisch angelegte, NW-SE- bis E-W-streichende Vorwaldstörung nördlich des Arbeitsgebietes zeigt nach METZ (1980) durch den 4,5 km betragenden Versatz des Albtalgranits einen dextralen Blattverschiebungscharakter. Im Paläogen lebt die Störung erneut auf und bewirkt im Miozän (LAUBSCHER 2003, HANN 2006) eine Kippung der Vorwaldscholle nach E (ERB 1948) und eine anschließende relative Absenkung des Südteils um ca. 160 m (METZ 1980).

Entlang des W-Randes wird das Arbeitsgebiet auf voller Länge von der NNW-SSE-streichenden Bruchzone von Wehr begleitet. Die ca. 10 km lange und 1,5 km breite Störungszone, die das Schwarzwaldkristallin im E vom postvariskischen Deckgebirge der Dinkelbergscholle im W trennt, besteht aus einer engständigen Schar steil nach W einfallender Abschiebungen, zwischen denen postvariskische Sedimente vom Oberrotliegend bis zum Jura (LUTZ 1958) erhalten geblieben sind. Die Sprunghöhe der Störungszone beträgt maximal 820 m (RAHM 1961).

Nach LUTZ (1964) und METZ (1980) haben an der Bruchzone bereits permisch erste Bewegungen stattgefunden, da durch sie ein Sedimentationsbecken mit über 200 m mächtiger Rotliegendefüllung vom östlich angrenzenden Schwarzwaldkristallin getrennt wird, auf dem nur geringmächtige permische Sedimente vorhanden sind. Länger anhaltende Absenkungsbewegungen werden belegt durch die unterschiedliche Buntsandsteinmächtigkeit östlich und westlich der Störungszone. Im Paläogen lebte die Bruchzone von Wehr erneut auf und erhielt ihr heutiges Gepräge.

Die Bruchtektonik des Arbeitsgebietes wurde von BRUNS (1983), JANDL (1984), SCHRÖDER (1984), WIRTH (1984) und STAUSS (1987) eingehend analysiert, so dass an dieser Stelle lediglich eine zusammenfassende Darstellung gegeben wird:

Die Störungen, die im Kristallin mit wenigen Ausnahmen nur kleinräumig zu fassen sind, strei-

chen ganz überwiegend parallel zur Bruchzone von Wehr und fallen in der Regel wie diese steil nach W ein. Harnischlineationen belegen fast überall den abschiebenden Charakter der Verwerfungen. E-W- bzw. NW-SE-streichende Störungen parallel zur Vorwaldstörung sind seltener und sind zumindest z. T. jünger als die N-S-verlaufenden Brüche (JANDL 1984).

Die Maxima der Klüftung von Grundgebirge und postvariskischem Deckgebirge stimmen weitgehend überein und sind deshalb wahrscheinlich überwiegend postvariskisch entstanden (BRUNS 1983, SCHRÖDER 1984, WIRTH 1984). Darauf deuten auch die drei jeweils steil einfallenden Hauptkluftrichtungen hin, die parallel der Bruchzone von Wehr (N-S), parallel der Vorwaldstörung (NW-SE) sowie in NE-SW-Richtung verlaufen.

Sowohl Störungen wie Klüftung stehen vermutlich in engem genetischen Zusammenhang mit den beiden Bruchsystemen, die das Arbeitsgebiet im N und W umgeben. Selbst WIRTH (1984), der schwerpunktmäßig die Bruchtektonik des Südostschwarzwaldes bearbeitet, sieht sich jedoch nicht in der Lage, eine zeitliche Einstufung von Klüften und Störungen vorzunehmen. Aus diesem Grunde bieten sie für Aussagen bezüglich der variskischen Tektonik keine Anhaltspunkte.

3.8. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Im Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr sind regional wirksame Deformationen nur in den Gneisen dokumentiert. Die Deformationen D1 bis D4 waren mit Metamorphosen verbunden, die bis zur D2 prograden, anschließend retrograden Charakter aufwiesen. Die D2 als gefügeprägende Deformation lief ebenso wie die anschließende D3 als amphibolitfazielle HT-LP-Metamorphose ab und lässt sich damit altersmäßig ins Unterkarbon einstufen.

Nach Abschluss der regionalen Deformationen nutzt vor ca. 334 ma. der Albtalgranit im Arbeitsgebiet die prägende Schieferung s2 der Gneise als Aufstiegsbahn. Ein jüngerer Ganggranit, der den Albtalgranit in NW-SE-Richtung durchschlägt, wird später ebenso wie der Randbereich des Granits und Teile der Gneise von Scherbewegungen erfasst. Die Bewegungen haben extensionalen Charakter und erfolgen in einer steilen, N-S-streichenden, duktilen Scherzone, an der der westliche Block abgeschoben wird. Verbunden mit der Scherung erfolgt die Anlage eines zweifachen Schieferungsgefüges (s5m, s5s) in Paragneisen und deformiertem Albtalgranit. Der Bereich stärkster Scherung, in dem zeitweise amphibolitfazielle Metamorphosebedingungen erreicht wurden, umfasst den Kontakt deformierter Albtalgranit / Paragneis und ist durch kräftig mylonitisierte Gesteine gekennzeichnet. Lamprophyre als jüngste variskische Ganggesteine wurden von den Scherbewegungen nicht mehr betroffen. In ihrer heutigen Form ist die Scherzone nur noch reliktsch erhalten, da sie im N und W von jüngeren Störungen abgeschnitten und im S durch quartäre Sedimente überdeckt wird.

Spät- und postvariskische Deformationen liefen in einem höheren Krustenstockwerk ab und hatten nur noch bruchhaften Charakter. Erste bruchtektonische Bewegungen entlang der Bruchzone von Wehr und der Vorwaldstörung fanden bereits im Perm statt und setzten sich während der Buntsandsteinzeit fort. Verbunden mit der Herauswölbung von Schwarzwald und Vogesen und dem Einbruch des Oberrheingrabens im Paläogen wurden die Bruchzone von Wehr und die Vorwaldstörung reaktiviert und erhielten ihr heutiges Gepräge.

In allen drei tektonischen Abschnitten - mit regional wirksamen-, lokal wirksamen- und bruchhaften Deformationen - ist im Arbeitsgebiet ganz deutlich die Dominanz der N-S-Richtung zu erkennen:

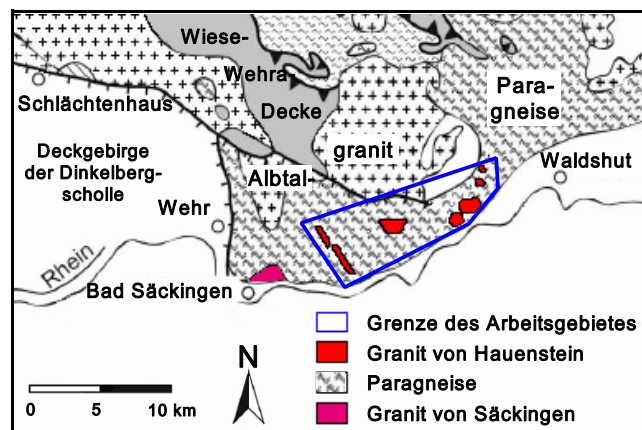
- C bei der Anlage der s2/B2 und auch s3/B3,
- C bei der Intrusion des Albtalgranits,
- C durch die Anlage der lokalen Scherzone,
- C am Verlauf der Bruchzone von Wehr.

Eine nur auf Rotation innerhalb der Scherzone zurückzuführende N-S-Ausrichtung der Schieferungen der Paragneise und des Kontaktes des Albtalgranits kann ausgeschlossen werden, da auch außerhalb der Scherzone die gleichen Gefügerichtungen auftreten (IWANSCHITZ 1983, JANDL 1984, SAHINOGLU 1985). Deshalb können die Strukturen am W-Rand der Vorwaldscholle nur in dem Sinne gedeutet werden, dass in diesem Gebiet eine altangelegte Schwächezone vorhanden ist, die bis in jüngste Zeit immer wieder aufgelebt ist.

4. Arbeitsgebiet Hauenstein

Das Arbeitsgebiet Hauenstein liegt im südöstlichen Südschwarzwald, zwischen dem Murgtal im W und der Ortschaft Dogern im E (Abb. 31). Es umfasst alle bekannten, von METZ und REIN (1957) und SAWATZKI und HANN (2003 b) verzeichneten Vorkommen des Granits von Hauenstein sowie deren Kontakte gegen die angrenzenden Paragneise. Nach radiometrischen Altersdatierungen hat der Granit von Hauenstein ein unterkarbones Alter (s. Tab. 8, Anhang S. 122).

Abb. 31: Lage des Arbeitsgebietes Hauenstein im südöstlichsten Südschwarzwald mit Hervorhebung der kartierten geologischen Einheiten sowie des Zweiglimmergranits von Säckingen, auf den im Text Bezug genommen wird.



Vor allem im E wird das Arbeitsgebiet großflächig von quartären Schottern überdeckt, die eine Kartierung der regionalen Verbreitung des Granits unmöglich machen. Die zahlreichen, z. T. äußerst kleinen Vorkommen sind stets an Täler, Bachrisse, Straßenböschungen und kleine Erhebungen gebunden und meist nur mäßig bis schlecht aufgeschlossen. Eine Ausnahme bilden lediglich die exzellenten Aufschlussverhältnisse im tief eingeschnittenen Albtal nördlich von Albruck und im benachbarten offen gelassenen Steinbruch der Papierfabrik Albruck.

Die Ergebnisse der Kartierung und der tektonischen Untersuchungen sind in Anlage 3 und den Flächendiagrammen im Anhang, S. 129, wiedergegeben. Der von METZ und REIN (1957) nordnordwestlich von Hauenstein kartierte Granit ist infolge Bebauung nicht mehr aufgeschlossen und erscheint auch in der Karte von SAWATZKI und HANN (2003 b) nicht mehr.

Die kartierten Granitvorkommen können nach ihrer Verbreitung und ihren Gefügemerkmalen in vier Gruppen zusammengefasst werden, die kurz vorgestellt werden:

Vorkommen nördlich und östlich von Albruck:

Die drei Vorkommen südöstlich Buch, westlich von Kiesenbach und nördlich von Dogern (Koordinaten s. Tab. 11, S. 123) sind jeweils sehr klein und zudem schlecht aufgeschlossen. Ihnen fehlt, im Gegensatz zu den sonstigen Graniten im Arbeitsgebiet, jegliches Regelungsgefüge. Ob es sich bei diesen von METZ und REIN (1957) und SAWATZKI und HANN (2003 b) als Granit von Hauenstein eingestuften Vorkommen tatsächlich um dieses Gestein handelt, sollte im Rahmen der Bearbeitung des Granits geklärt werden.

Vorkommen bei Albbbruck:

Nördlich von Albbbruck ist der Granit von Hauenstein im Steinbruch der Papierfabrik Albbbruck und im Albtal auf ca. 600 m Länge sehr gut und in typischer Ausbildung aufgeschlossen. Der Kontaktverlauf und die Kontaktverhältnisse zu den im N und S auftretenden Gneisen sind deutlich zu erkennen. Dem Vorkommen Albbbruck werden weiterhin wegen der vergleichbaren Gesteinsausbildung und der relativen Nähe die isolierten kleinen Vorkommen am Bahnhof Albbbruck, am nördlichen Ortsrand von Albbbruck sowie bei Neumatte, 2 km nördlich von Albbbruck, zugerechnet. SAWATZKI und HANN (2003 b) verbinden in der Karte die Vorkommen bei Albbbruck mit den Einzelvorkommen nördlich und östlich von Albbbruck (s. o.), ohne die zwischengeschalteten Gneise zu verzeichnen.

Vorkommen bei Hochsal:

Das mit 0,75 qkm größte Vorkommen des Granits von Hauenstein liegt 4 km westlich von Albbbruck, nördlich der Orte Hochsal und Rotzel. Es ist äußerst schlecht aufgeschlossen, da mit Ausnahme dreier kleiner Pinggen nur eine Lesesteindecke vorliegt. Ähnlich sieht es mit den Aufschlussverhältnissen in den die Granite umgebenden Gneisen aus. Auch sie treten überwiegend als Lesesteine auf.

Vorkommen im Murgtal:

Im Murgtal ist der Granit von Hauenstein gangförmig ausgebildet und besitzt nur wenige Zehnermeter Mächtigkeit bei einer Länge von ca. 4 km. Der Gang, der sich vom nördlichen Ortsausgang von Murg bis zum TP 543 im Murgtal in SE-NW- bzw. SSE-NNW-Richtung verfolgen lässt, schneidet nur an seinem N- und S-Ende das Murgtal. Ansonsten verläuft er am östlichen Talhang und auf der Hochfläche. Im Bereich Thiemoos wird er durch eine E-W-streichende Störung versetzt. Während METZ und REIN (1957) das Vorkommen als Granit von Hauenstein einstufen, scheiden SAWATZKI und HANN (2003 b) es als Ganggranit aus.

Das Deformationsgefüge des Granits im Murgtal ist nicht einheitlich ausgebildet. Nur die Vorkommen im Tal oder an den Talflanken sind stark bis mäßig deformiert. Die Gesteine auf der Hochfläche hingegen weisen in sämtlichen Aufschlüssen keine Deformationserscheinungen mehr auf.

Die gangförmige Ausbildung und das nur teilweise vorhandene Deformationsgefüge lassen eine makroskopische Zuordnung zum Granit von Hauenstein nicht sicher erscheinen, zumal wenige km weiter im W der ähnlich aussehende, aber nach EMMERMANN (1973) jüngere Zweiglimmergranit von Säkingen ansteht (vgl. Abb. 31, S. 90). Dieser ist aber in seinem gesamten Verbreitungsgebiet vollkommen undeformiert (JANDL 1984). Mit Hilfe von Mikroskopie und chemischen Analysen ist beabsichtigt, eine eindeutige Zuordnung des gangförmigen Granits im Murgtal vorzunehmen.

Der Granit von Hauenstein und die ihn umgebenden Gneise gehören zu den am wenigsten untersuchten Gesteinen des Südschwarzwaldes. Über ihr tektonisches Gefügeinventar ist kaum etwas bekannt.

Da alle Aufschlüsse des Granits nicht weit entfernt von der nördlich verlaufenden, durch Quartär überdeckten Vorwaldstörung liegen, wird häufig auf einen genetischen Zusammenhang dieser Störung und der Deformationsgefüge des Granites verwiesen (u. a. HOENES 1948). Durch eine tektonische Untersuchung des Granits von Hauenstein soll daher geklärt werden, ob sich dieser Zusammenhang bestätigen lässt, ob die von METZ (1980) beschriebene diskordante Stellung sämtlicher Granitvorkommen im Gneisverband bestätigt werden kann und wie diese zu deuten ist.

4.1. Petrographie

4.1.1. Paragneise

Die Paragneise im Arbeitsgebiet Hauenstein gehören nach SAWATZKI und HANN (2003 b) der Murgtal-Gneisanatexit-Formation (gnM) an. Diese Gneise sind im südlichsten Schwarzwald weit verbreitet und sind hervorgegangen aus marinen pelitischen Sedimenten, die zwischen mittlerem Ordovizium und Silur (SAWATZKI et al. 1997, LGRB 2005 b) abgelagert wurden.

Die Gneise im Arbeitsgebiet Hauenstein sind gekennzeichnet durch ein deutliches Lagengefüge aus mm-mächtigen dunklen Biotit- (\pm Cordierit-)reichen und rötlichen oder weißen Quarz-Feldspat-reichen Lagen. Makroskopisch wie mikroskopisch sind keine wesentlichen Unterschiede zu den Paragneisen des Arbeitsgebietes Säckingen - Wehr festzustellen, weshalb auch auf eine mikroskopische Beschreibung der Minerale verzichtet wird. Der quantitative Mineralbestand ist fast identisch und setzt sich wie folgt zusammen (Mittel aus 8 Dünnschliffen): Quarz: 30%, Plagioklas: 22%, Biotit: 17%, Alk'Feldspat: 15%, Cordierit bis 20%, Sillimanit bis 3%. Akzessorisch wurden Turmalin, Zirkon, Apatit, Granat, Amphibol, Leukoxen und Erz beobachtet.

Die Gneise zeigen neben dem prägenden, sehr markanten Lagengefüge, das überwiegend NW-SE streicht und mit ca. 30° - 60° nach SW einfällt, in vielen Aufschlüssen eine zweifache Faltung. Diesen Deformationsgefügen ist ein eigenes Kapitel (Kap. 4.4.) gewidmet.

Die untersuchten Aufschlüsse in den Gneisen beschränken sich hauptsächlich auf das tief eingeschnittene Albtal und das Murgtal, sind dort aber ausgezeichnet und in der Regel recht frisch. Im übrigen Arbeitsgebiet wird der Gneis im Allgemeinen flächenhaft von Quartär überdeckt.

4.1.2. Granit von Hauenstein

Der schon von RAY (1925) beschriebene Granit von Hauenstein wurde durch METZ und REIN (1957) in zahlreichen kleineren und größeren Vorkommen kartiert. Allgemein wird als charakteristisches Kennzeichen des im Unterkarbon intrudierten Gesteins (BREWER und LIPPOLT, 1972, 1974; s. Tab. 8, Anhang, S. 122) eine tektonisch entstandene Paralleltexur angegeben.

Der Granit von Hauenstein ist ein grau-rosa gefärbter, meist feinkörniger Zweiglimmergranit mit einem in der Regel deutlich hervortretenden zweifachen Schieferungsgefüge. Dieses setzt sich zusammen aus einer älteren Schieferung, nach der vorwiegend Biotite und Quarze geregelt sind, und einer spitzwinklig dazu verlaufenden, äußerst feinen jüngeren Scherflächenschar. Typisch für das Gestein ist eine inhomogene Mineralverteilung, die sich in schlierigen Anhäufungen von Biotit und Turmalin sowie in wechselnden Gehalten an Muskowit ausdrückt. Die grauen, geplätteten Quarze und rötlichen und weißen Feldspäte sind dagegen recht gleichmäßig im Granit verteilt.

Im quantitativen Mineralbestand (Mittel aus 10 Schliffen) zeigt der Granit von Hauenstein eine große Ähnlichkeit zum Granit von Schlächtenhaus (vgl. S. 24): Quarz 36%, Plagioklas 30%, Alk'Feldspat 23%, Biotit 6%, Muskowit 4%.

Mikroskopisch zeichnet sich das Gestein durch ein Regelungsgefüge aus, das vor allem durch lagig angeordnete Biotit-Leisten sowie langgestreckte Quarz-Aggregate nachgezeichnet wird. Die Feldspäte sind meist nur schlecht eingeregelt, weisen aber, ebenso wie die vereinzelt auftretenden Cordierite, deutliche, s-parallel verlaufende Streckungshöfe auf.

Die Minerale sind mikroskopisch wie folgt ausgebildet:

Quarz: meist 0,1 bis 0,7 mm große, s-parallel ausgezogene undulöse Subkörner, die randlich und entlang der Subkornengrenzen oft kräftig von sehr viel kleineren syntektonischen Rekrystallisaten überwachsen werden. In den str-Höfen an Feldspäten treten statisch rekristallisierte Quarze bis 0,2 mm Größe in typischen Pflastergefügen zusammen.

Plagioklas: hypidiomorphe Individuen bis 2 mm Größe mit schwachem Zonarbau, verbreiteter Albit- und seltenerer Periklinverzwillingung; An-Gehalt nach RAY (1925) 10%; im Kernbereich meist mäßig serizitisiert. Infolge Deformation oft undulös und kataklastisch zerbrochen.

Alk'Feldspat: bis 1 mm große, xenomorphe, meist kräftig pigmentierte Minerale, die überwiegend spindelförmige mikropertithische Entmischung von Albit und nur vereinzelt Karlsbader Verzwillingung erkennen lassen. Wie der Plagioklas zeigen auch sie als Folge tektonischer Be-

anspruchung undulöse Auslöschung und mitunter Kataklyse. Das Auftreten von vereinzelt Mikroklinen wird ebenfalls als Deformationserscheinung gedeutet.

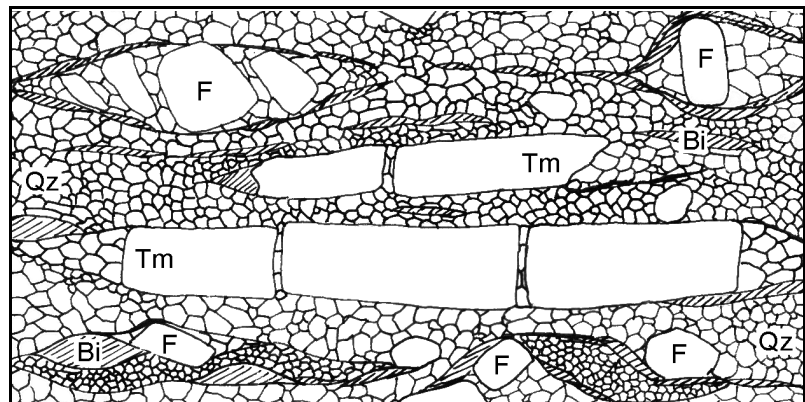
Biotit: großteils als feine undulöse Schuppen oder in Form schmaler, bis 0,2 mm langer Rekrystallisations-Leisten; seltener sind spindelförmige, bis mm-große undulöse Altkörner, die fast immer eine Verwachsung mit Muskowit erkennen lassen und zuweilen Zirkon- und Apatit-Einschlüsse führen.

Muskowit: erreicht bis 0,8 mm Größe, zeigt meist spindelförmige, seltener lappige Umrisse und kommt fast immer mit Biotit verwachsen vor. Vereinzelt sind "kink-bands" zu beobachten.

Turmalin: bis 1,5 mm lange idiomorphe Leisten mit meist ausgeprägtem Farbzonarbau (dunkelbrauner Rand, gelber Kern). Einer postdeformativen Genese (METZ und REIN 1958) widersprechen die verbreitet auftretenden Extensionsrisse (Abb. 32) und die Rotation der Bruchstücke in Parallelität zur Lineation.

Akzessorien sind Zirkon, Apatit, Erz, und pinitisierter Cordierit. Der von RAY (1925) beschriebene Andalusit wurde nicht beobachtet.

Abb. 32: Dünnschliffsskizze des Granits von Hauenstein mit zwei kataklastisch deformierten Turmalinen aus dem Steinbruch Albrück (R 34310, H 73300). Die Bildlängskante entspricht 3,4 mm. Zwei L5-parallel orientierte Turmaline (Tm) sind senkrecht zu ihren Längsachsen



als Folge der mit der Anlage der s5m verbundenen Dehnung zerrissen. In die Risse ist Quarz (Qz) eingewandert. Auch Feldspat (F) links oben ist durch Streckung kataklastisch zerbrochen.

Der in der Regel recht frische Granit von Hauenstein neigt zur Wollsackverwitterung und zur Bildung ausgeprägter steiler Felsburgen. Im Albtal und im Steinbruch der Papierfabrik Albrück ist er exzellent aufgeschlossen, wird aber ansonsten, ebenso wie der Gneis, von quartären Schottern überdeckt.

In den nördlich und nordöstlich von Albrück gelegenen Vorkommen nördlich Dogern, westlich Kiesenbach und südöstlich Buch, die von METZ und REIN (1957) ebenfalls als Granit von

Hauenstein kartiert wurden, stehen rötliche, mittelkörnige Granite mit zurücktretender Muskowit-Führung an, die jedoch kein Deformationsgefüge aufweisen. Derartig regellose Granite sind bisher noch nie als Granit von Hauenstein beschrieben worden, da gerade das Deformationsgefüge als eines der typischen Kennzeichen dieses Gesteins angesehen wird.

Mikroskopisch besitzen die Granite nördlich Dogern, westlich Kiesenbach und südöstlich Buch ein regellos-gleichkörniges Gefüge aus Quarz (38%), idiomorphem bis hypidiomorphem Plagioklas (30%), xenomorphem, perthitischen Alk'Feldspat (25%), tafelig-lappigem, oft kräftig chloritisierten Biotit (5%) sowie vereinzelt, mit Biotit verwachsenen xenomorphen Muskowiten (2%). Mikroklin wurde nicht beobachtet. Als Akzessorien kommen Turmalin, Zirkon, Apatit, Erz, Pseudomorphosen nach Cordierit, Orthit und Leukoxen vor.

Nach Mineralbestand und Mineralausbildung zeigen diese Gesteine eine recht große Ähnlichkeit zum Granit von Hauenstein, könnten jedoch auch Granit von Säckingen sein (ein undeformierter Zweiglimmergranit, der jünger als der Albtalgranit ist, im Bereich Bad Säckingen ansteht [s. Abb. 31, S. 90] und eine ähnliche petrographische Zusammensetzung aufweist). Anhand des geologischen Verbandes (nur, wenige qm-große Vorkommen an Bach- und Straßenanschnitten, meist nur als Lesesteine) kann eine Zuordnung nicht erfolgen.

4.2. Chemische Analysen des Granits von Hauenstein

Mit Hilfe der chemischen Analysen sollte überprüft werden, ob es sich einerseits bei den undeformierten Zweiglimmergraniten nördlich und nordöstlich von Albrück um Granit von Hauenstein handelt (Proben 573 und 575) und ob andererseits der deformierte Granitgang im Murgtal (Probe 553) ebenfalls diesem Gestein zuzurechnen ist. Um einen Vergleichswert zu haben, wurde zusätzlich ein typischer deformierter Granit aus dem Steinbruch der Papierfabrik Albrück (Probe 578) analysiert und sämtliche Ergebnisse den Werten von EMMERMANN (1973; jeweils Mittel aus zwei Analysen) gegenübergestellt (s. Tab. 6, folgende Seite). Die Koordinaten der Probenpunkte sind in Tab. 12 (Anhang, S. 123) aufgeführt.

Alle untersuchten Gesteine weisen eine ähnliche chemischen Zusammensetzung auf. Vom Granit von Säckingen, einem jüngeren Zweiglimmergranit (EMMERMANN 1973), der nur wenige km westlich des Murgtales und somit von Probe 553 ansteht, unterscheiden sich alle Proben signifikant (vgl. Tab. 6). Insgesamt passen sich die ermittelten Werte sehr gut in die Trends ein, die von EMMERMANN (1973) für die geochemische Zusammensetzung älterer Zweiglimmergranite angegeben werden.

Tab. 6: Chemische Gesamtgesteinsanalysen des Granits von Hauenstein im Vergleich zu von EMMERMANN (1973) ermittelten Durchschnittswerten für die älteren Zweiglimmergranite und den Granit von Säckingen (Angaben in Gew.-%, Spurenelemente in ppm)

	Granit von Hauenstein mit den Proben:				nach EMMERMANN, 1973:	
	573	575	553	578	ältere Zwei- glimmergranite	Granit von Säckingen
SiO ₂	74,75	74,82	74,98	74,43	74,10	74,90
Al ₂ O ₃	14,23	14,51	14,38	14,74	14,80	13,72
Fe ₂ O _{3Ges.}	0,71	0,77	0,81	0,95	0,75	1,02
MnO	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
MgO	0,03	0,15	0,16	0,22	0,20	0,18
CaO	0,63	0,60	0,58	0,87	0,53	0,46
Na ₂ O	3,21	3,44	3,52	3,36	3,88	3,27
K ₂ O	4,35	4,36	4,35	4,39	4,38	5,05
TiO ₂	0,11	0,09	0,11	0,14	0,10	0,11
P ₂ O ₅	0,15	0,11	0,19	0,18	0,12	0,29
H ₂ O ⁺	1,00	0,78	0,66	0,99		
H ₂ O ⁻	0,16	0,15	0,12	0,19		
Summe	99,36	99,78	99,87	100,46	98,86	99,00
Ba	348	488	372	435	605	242
Rb	209	205	213	203	202	412
Sr	65	91	107	124	175	54
Zr	69	52	45	67	48	75

Nach den makroskopischen und mikroskopischen Ergebnissen sprechen keine Gründe für eine Abtrennung der undeformierten Gesteine einerseits, des Ganges im Murgtal andererseits vom Granit von Hauenstein. Die Analyseergebnisse machen es wahrscheinlich, dass alle untersuchten Granite zwischen Murgtal im W und Dogern im E dem Granit von Hauenstein zuzurechnen sind, egal ob sie ein Regelungsgefüge besitzen oder nicht.

Eine Abtrennung des Vorkommens im Murgtal als eigenständiger Ganggranit, wie sie von SAWATZKI & HANN (2003 b) vorgenommen wird, scheint nicht gerechtfertigt.

4.3. Kontaktverhältnisse

Echte Intrusionskontakte zwischen den Paragneisen und dem Granit von Hauenstein sind im Arbeitsgebiet nirgends aufgeschlossen; stets ist entweder aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse keine Aussage über die Kontaktbeschaffenheit zu treffen, oder es liegen tektonische Kontakte zwischen beiden Gesteinen vor.

Im Albtal wird der Granit von Hauenstein sowohl im N als auch im S durch markante, variskisch angelegte Störungen von den Gneisen getrennt (s. Anlage 3). Die Schieferung des Granits setzt sich nicht über diese Störungen hinweg in die Gneise fort, vielmehr grenzen entlang der Verwerfungen genetisch unterschiedliche Schieferungsgefüge von Gneisen und Graniten winklig aneinander.

Am westlichen Albtalhang, östlich vom Holzacker (R 34120, H 73250) und im isolierten Vorkommen am Rickenbach nördlich Neumatte (R 34220, H 74570), besitzen auch die Gneise erkennbar ein den Graniten vergleichbares Deformationsgefüge. Hier streicht die prägende Schieferung der Gneise parallel zum Kontaktbereich, der in Form einer m- bis mehrere m-mächtigen Mylonitzone ausgebildet ist, in der äußerst feinkörnige und strafflagige Gneise und Granite intensiv miteinander verzahnt sind.

Im Bereich Hochsal verlaufen die Kontakte zwischen Granit und Gneisen im W, S und E des Granits auf Wiesen und Weiden und sind durch einen deutlichen morphologischen Anstieg zum Granit hin gekennzeichnet. Über die Art des Kontaktes (intrusiv oder tektonisch) sind in diesen Bereichen keine Aussagen zu treffen.

Die N-Grenze des Granits gegen die Gneise ist eindeutig tektonischer Natur, wie das Auftreten von Kluftquarzen und Störungsbrekzien belegt. Mit ihrer Hilfe kann nördlich von Schupis und Goldacker eine NNW-SSE-streichende Verwerfung kartiert werden, deren Verlauf auffällig gut mit den zahlreichen Bachläufen weiter im N übereinstimmt.

Im Murgtal ist an mehreren Stellen der Kontakt des Granitganges zu den Gneisen aufgeschlossen. Verbreitet ist entlang der Grenzflächen eine mehr oder weniger intensive Mylonitisierung von Gneisen und Graniten zu beobachten, die die tektonische Natur dieser Kontakte belegt. Auch die den gescherten Granitgang umgebenden Gneise im Bereich des Tals und der Talflanken sind durch Schergefüge gekennzeichnet.

Ob im Bereich des undeformierten Granitganges auf der Hochfläche echte Intrusivkontakte vorliegen ist nicht sicher, da dort Aufschlüsse fehlen.

4.4. Regional wirksame duktile Deformationen

Die regional wirksamen Deformationen haben ebenso wie im Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr nur die Gneise betroffen und sind hinsichtlich Deformationsstärke und Deformationsverhalten der gesteinsbildenden Minerale identisch ausgebildet. Deshalb wird in den folgenden Kapiteln auf eine mikroskopische Beschreibung der Gefüge und der Minerale verzichtet.

Die Raumlagen der Deformationsgefüge sind in den Flächendiagrammen im Anhang, S. 129, zusammengestellt.

4.4.1. Erste Deformation D1

Die erste Schieferung s_1 ist nur noch reliktsch in Form syndeformativ angelegter Quarz-Mobilisate nachweisbar, die durch spätere Beanspruchungen passiv überfaltet wurden. Eine ehemalige Raumlage der s_1 kann nicht mehr rekonstruiert werden.

4.4.2. Zweite Deformation D2

Während der zweiten Deformation erfolgte die Anlage des rhythmischen Lagengefüges s_2 und damit verbunden eine isoklinale Faltung B2, die allerdings nur noch durch die isoklinale Verfaltung der s_1 -Quarz-Mobilisate nachzuweisen ist. Die Quarz-Isoklinalfalten sind gekennzeichnet durch verdickte Faltenscheitel und stark ausgedünnte, häufig auch abgerissene, s_2 -parallele Faltenschenkel, die direkt aneinandergelagert sind. Nur durch feinste Glimmer-Lagen zwischen den Faltenschenkeln sind diese Strukturen noch als Isoklinalfalten zu erkennen.

Die prägende Schieferung s_2 wird abgebildet durch den Wechsel heller Quarz-Feldspat-reicher und dunkler Biotit-reicher Lagen im mm-Bereich. In ihrer Ausbildung unterscheidet sich die s_2 nicht von der s_2 im Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr, weist jedoch eine andere Raumlage auf. Die Maxima der Schieferungsflächen fallen mit $30^\circ - 60^\circ$ nach SW ein.

4.4.3. Dritte Deformation D3

Die dritte Deformation D3 äußert sich im Aufschlussbereich in einer engen Verfaltung des s_2 -Lagengefüges im dm- bis m-Bereich. Die meist liegenden Falten sind gekennzeichnet durch spitze, verdickte Faltenscheitel und ausgedünnte Faltenschenkel. Der Schenkeldivergenzwinkel beträgt meist um 40° . Schleppfalten mehrerer Generationen sind verbreitet zu beobachten. Die Faltenachsen, die durchweg flach einfallen, pendeln in ihrer Abtauchrichtung zwischen W

und NW. Eine nur undeutlich durch Regelung einzelner Biotite abgebildete Schieferung s3 verläuft annähernd achsenparallel.

4.4.4. Vierte Deformation D4

Im Zuge einer erneuten, nun aber offenen Faltung mit Schenkeldivergenzwinkeln von 120° und mehr, die im dm- bis Zehnermeter-Bereich auftritt, werden alle älteren Gefügeelemente überprägt. Wie die B3 weist auch die B4 vielfach Schlepplaltenbildung auf. Eine zugehörige Schieferung s4 ist nicht zu erkennen. Die B4-Achsen tauchen in der Regel steil nach W ab.

4.4.5. Metamorphosebedingungen und Alter der Deformationen

Anhand der bis auf die Raumlagen identischen Ausbildung der Deformationsgefüge und des unter dem Mikroskop festgestellten analogen Verhaltens der gesteinsbildenden Minerale auf die Deformationen D1 - D4 kann auf identische Metamorphosebedingungen und gleiche Alter der Gneis-Deformationsgefüge in den Arbeitsgebieten Hauenstein und Säckingen - Wehr geschlossen werden. Danach ergibt sich für die Gneise im Arbeitsgebiet Hauenstein die aus Tab. 7 hervorgehende Einstufung (Erläuterung s. Kap. 3.4.5.).

Tab. 7: Metamorphosebedingungen und Alterseinstufung der Deformationen D1 bis D4 im Arbeitsgebiet Hauenstein

Deformation	Metamorphosebedingungen	Alter der Deformation
D1	grünschieferfaziell	?
D2	T > 630°C, P < 4 kb	~ 330 - 335 ma. (KALT et al. 1994 a)
D3	T > ca. 500°C, P < 4 kb	etwas jünger als D2
D4	T > ca. 300°C < 500°C	etwas jünger als D3

Die voneinander abweichenden Raumlagen der verschiedenen Schieferungen bzw. Faltenachsen in den Arbeitsgebieten Hauenstein und Säckingen - Wehr sind nicht von Belang für eine analoge Einstufung des Deformationsalters, da für das Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr schon bei Anlage der s2 wie auch bei Anlage der späteren Deformationsgefüge von einer altangelegten Schwächezone ausgegangen wird, die sämtliche Strukturen beeinflusst hat (vgl. S. 89).

4.5. Lokal wirksame duktile Deformation D5

Auch im Arbeitsgebiet Hauenstein belegen die Deformationsgefüge des Granits eine Genese durch lokale duktile Scherung. Eine Fortsetzung der Schergefüge in die umgebenden Gneise ist im Albtal, im Murgtal und bei Neumatte aufgeschlossen.

Die Gneise im Murgtal lassen eindeutig erkennen, dass die lokalen Schergefüge jünger als die regionalen Deformationsgefüge sind. Aus diesem Grunde werden sie als D5 mit einer mylonitischen Schieferung s5m und einer "shear-band"-Schieferung s5s indiziert.

4.5.1. Mylonitische Schieferung s5m

Die mylonitische Schieferung s5m im Granit von Hauenstein ist kenntlich an einem undeutlichen Lagengefüge, dem die Glimmer und geplätteten Quarz-Aggregate gut, die Feldspäte aber nur mäßig folgen. Sie streicht generell N-S und fällt im Albtal und im Murgtal mit ca. 40° nach W, im Bereich Hochsal jedoch mit 35° nach E ein (s. Anhang, S. 129). Auf den Schieferungsflächen, nach denen das Gestein meist nur schlecht spaltet, wird durch Biotit, Quarz und teilweise auch Turmalin eine Mineral-Lineation L5m abgebildet, die stets genau in Einfallrichtung der s5m abtaucht.

Mikroskopisch zeichnet sich die mylonitische Schieferung im Granit von Hauenstein durch ein flaseriges Regelungsgefüge aus, hervorgerufen durch die nur mäßige Einregelung der Feldspäte, die als wenige Millimeter große, rundliche bis hypidiomorphe Feldspat-"Augen" in einer sehr viel feineren und besser geregelten Matrix aus Quarz, Biotit und Muskowit vorliegen. Im Gegensatz zu den syntektonisch rekristallisierten Quarzen und Biotiten reagierten die - vereinzelt auch als Folge tektonischer Beanspruchung (TRÖGER 1969) als Mikroklin ausgebildeten - Feldspäte auf die Beanspruchung nur noch durch Kataklyse und z. T. durch eine schwache Rotation der Bruchstücke gegeneinander in Parallelität zur L5. Ein den Feldspäten vergleichbares Verhalten lassen die Turmaline erkennen, die damit prädeformativ und nicht syndeformativ, wie METZ und REIN (1958) angeben, entstanden sein müssen (vgl. Abb. 32, S. 94).

Parallel L5 sind die Feldspäte, Pseudomorphosen nach Cordierit und oft auch die Turmaline mit str5-Höfen versehen, die durch statisch rekristallisierten Quarz und Schichtsilikate gefüllt sind (Abb. 33, folgende Seite).

Die vereinzelt auftretenden, fast vollständig pinitisierten Cordierite sind in den deformierten Graniten s5-parallel eingeregelt und mit str5-Höfen versehen. Dadurch und durch das Vorliegen vergleichbarer Pseudomorphosen auch in den schwach deformierten und undeformierten Graniten lassen sie auf eine prädeformative Entstehung, vermutlich durch die Resorption Cordierit-

führender Gneise, schließen. Die Pinitisierung war nicht an die Scherdeformation gebunden, da auch die Cordierite der undeformierten Granite in ähnlichem Maße umgewandelt sind.

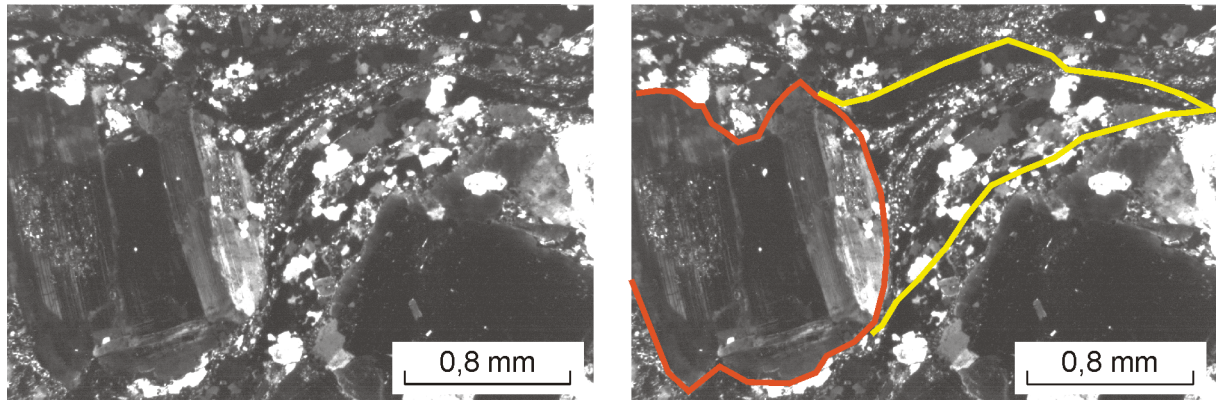


Abb. 33: Dünnschliff eines Granits von Hauenstein aus dem Steinbruch der Papierfabrik Albruck (R 34310, H 73300), aufgenommen mit gekreuzten Nicols.

In Druckschatten eines sich starr verhaltenden Plagioklas-Porphyroklasten (rot nachgezeichnet) hat sich ein langgezogener Streckungshof gebildet (gelb umrandet), in dem die Quarze vor Druck geschützt waren und statisch rekristallisieren konnten. Sie zeigen keine undulöse Auslöschung mehr und grenzen verbreitet mit Tripelpunkten aneinander (nur bei stärkerer Vergrößerung erkennbar).

Die mylonitische Schieferung s_5m ist in den Gneisen parallel der s_5m des Granits ausgerichtet und ähnlich wie im Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr ausgebildet. Sie wird daher nicht erneut beschrieben.

Die maximal erreichten Temperaturen während der Anlage der s_5m haben deutlich über 300°C , aber unterhalb ca. 500°C gelegen, wie die noch kräftige Rekristallisation von Biotit bzw. das kataklastische Verhalten von Feldspäten belegen. Da Indikatoren fehlen, ist eine Abschätzung des Druckes nicht möglich.

4.5.2. "Shear-band"-Schieferung s_5s

Im spitzen Winkel ($8^\circ - 40^\circ$) wird die s_5m von einer jüngeren Scherflächenschar s_5s durchsetzt (Abb. 34, folgende Seite), die im Granit und in den Gneisen identisch ausgebildet ist und vergleichbare Raumlagen aufweist.

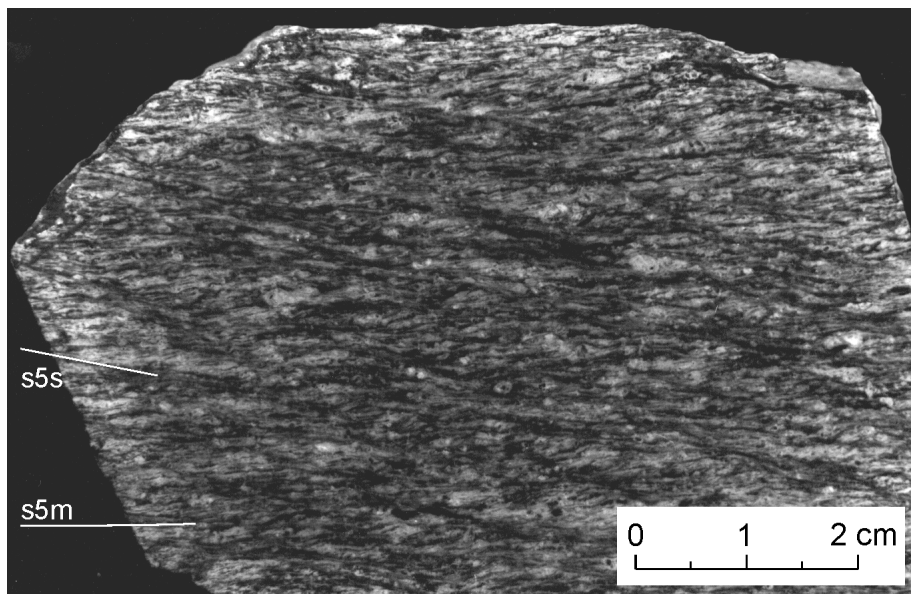


Abb. 34: Anschliff eines sehr stark deformierten Granits von Hauenstein aus dem Steinbruch der Papierfabrik Albbruck (R 34320, H 73200), der neben der im Bild E-W-verlaufenden mylonitischen Schieferung s5m auch eine deutliche s5s (NW-SE) erkennen lässt, die die s5m zerschert und rotiert. Der Winkel zwischen beiden Schieferungen beträgt stellenweise nur noch ca. 25°.

In Bereichen starker Deformation tritt die s5s im mm-Bereich, in schwächer deformierten Partien mit cm- bis dm-Abständen, auf. Die dunklen Scherflächen sind immer äußerst fein (maximale Mächtigkeit ca. 0,1 mm) und lassen makroskopisch keine einzelnen Minerale unterscheiden. Eine Lination L5s in Form einer feinen Striemung tritt verbreitet auf.

Die s5s, die im Bereich Hochsal wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse im Anstehenden nicht nachzuweisen ist, fällt im Albtal und im Murgtal, ebenso wie die L5s, mit ca. 60° nach W ein.

Vielfach ist zu beobachten, dass die Scherbahnen direkt in sigmoidal gebogene Störungsflächen übergehen, die meist kräftig mit Harnischen besetzt sind (s. auch Kap. 4.6.). Die Harnische belegen fast ausschließlich abschiebende Bewegungen.

Mikroskopisch ist die “shear-band”-Schieferung durch sehr feine, durchhaltende Lagen charakterisiert, die vorwiegend mit Opakstaub und winzigen Biotit- und Serizit-Schuppen besetzt sind. Die Scherbewegungen liefen im Grenzbereich zwischen plastischer und bruchhafter Verformung ab, wie das noch teilweise plastische Verhalten von Quarz und die bruchhaft erfolgte Deformation aller anderen Minerale an diesen Scherflächen belegt.

Die maximalen Temperaturen bei Anlage der s5s haben sich im Bereich um 290°C bewegt (Beginn der Quarz-Rekristallisation, VOLL 1980). Temperaturen von ca. 300°C, bei denen Biotit zu rekristallisieren beginnt (VOLL 1976, 1980), wurden nicht mehr erreicht. Aussagen über den Druck können nicht getroffen werden, da Druckindikatoren in den s5s-Scherzonen fehlen.

4.5.3. Ablauf der Scherdeformationen

Im Gebiet zwischen Albruck im E und dem Murgtal im W, also im Verbreitungsgebiet des deformierten Granits von Hauenstein, ist davon auszugehen, dass die Deformation des Granits nicht in einer einzigen, sondern in mindestens drei Scherzonen (Albruck, Hochsal, Murgtal) erfolgte, da die zwischen den deformierten Vorkommen aufgeschlossenen Gneise, wie Übersichtsbegehungen zeigten, jeweils keine Schergefüge aufweisen.

Eine Umgrenzung der ehemaligen Scherzonen ist im Falle von Albruck und Hochsal nicht mehr anzugeben, da weder die tektonischen- noch die Aufschlussverhältnisse Aussagen zulassen. Aus dem N-S-Verlauf der s5s, die allgemein parallel der Grenzen der Scherzone verläuft (Kap. 1.4.), kann jedoch auf N-S-streichende Zonen geschlossen werden, für die Mindestbreiten von 700 m (Albtal einschließlich der Vorkommen am Bahnhof und am nördlichen Ortsrand von Albruck) bzw. mehr als 1 km (Hochsal) bestimmt werden können. Im Murgtal erweist sich die Scherzone als nur wenige Zehnermeter-breite, NW-SE- bis NNW-SSE-streichende, mindestens 4 km lange Zone, die annähernd parallel zum Murgtal verläuft (Anlage 3).

Anhand der tektonischen Messwerte und der mikroskopischen Auswertung von Schersinnindikatoren (u. a. LISTER & SNOKE 1984, HANMER & PASSCHIER 1991, PASSCHIER & TROUW 2005) sind die Deformationsgefüge der Granite von Albruck und aus dem Murgtal in annähernd N-S-verlaufenden Scherzonen entstanden, an denen abschiebende Bewegungen mit einer jeweiligen relativen Absenkung der W-Scholle erfolgten. Im Gebiet Hochsal ist zwar ebenfalls von einer N-S-streichenden, abschiebenden Scherzone auszugehen, nur wurde hier der E-Teil relativ abgesenkt.

Die Anlage aller drei Scherzonen erfolgte in einem Krustenstockwerk, in dem mit ausklingender Scherbewegung schon der Übergang von duktiler zu bruchhafter Verformung erreicht war. Einerseits ist dieses aus dem Verhalten der gesteinsbildenden Minerale abzulesen, andererseits aus dem vielfach zu beobachtenden Übergang von s5s-Scherflächen in mit Harnischen versehene Störungen. Nach LIN (1999) ist der Grenzbereich zwischen duktiler und bruchhafter Deformation etwa bei Temperaturen zwischen 150°C und 300°C anzusetzen (Abschätzung für die s5s im Arbeitsgebiet ca. 290°C) und erfolgt in Tiefen zwischen 5 und 10 km.

Das Alter der Scherzonen kann durch den Geländebefund nur als post-intrusiv bezogen auf das Aufdringen des Granits von Hauenstein und prä-intrusiv bezogen auf die Intrusion der spätvariskischen Lamprophyrgänge eingestuft werden. Durch vergleichbares Verhalten der gesteinsbildenden Minerale auf die Deformation (übereinstimmende T-Abschätzungen für s5m und s5s in allen deformierten Vorkommen) und durch den ungefähr parallelen Verlauf der Scherzonen (gleicher Beanspruchungsplan) kann ein ähnliches Alter der drei Scherzonen vermutet werden.

Der abschiebende Charakter der Scherzonen deutet auf einen extensionalen Beanspruchungsplan hin, wie er gegen Ende des Unterkarbons, u. a. auch durch die Intrusion von Ganggesteinen, dokumentiert wird. Die Scherzone im Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr wurde unter ebensolchen Bedingungen angelegt, so dass zu vermuten ist, dass für die Hauensteiner Scherzonen ähnliche Alterseinstufungen - eine spätunterkarbone Anlage der Schergefüge - gelten könnten.

4.6. Bruchtektonik

Die bruchtektonischen Erscheinungen im Arbeitsgebiet Hauenstein sind wahrscheinlich analog denen der Arbeitsgebiete Schlächtenhaus und Säckingen - Wehr in der Mehrzahl postvariskischen Alters; ein Teil der Strukturen kann jedoch auch eindeutig als variskisch eingestuft werden.

Variskisches Alter ist für die Störung anzusetzen, die den Granit von Hauenstein bei Albruck von den nordwestlich gelegenen Paragneisen abtrennt (s. Anlage 3), da sie von einem undeformierten Lamprophyr-Gang durchschlagen wird und somit älter als dieser sein muss. Die NE-SW-streichende Störung ist im Grenzbereich zwischen Granit und Gneisen durch ein wenige cm- bis dm-mächtiges Mylonitband gekennzeichnet, das anzeigt, dass neben bruchhafter Deformation (zahlreiche "kalte" Kleinstörungen parallel zur Hauptstörung) auch noch plastische Deformation des Gesteins erfolgte. Ob daraus auf einen nur geringen Altersunterschied zwischen der durch den Granit dokumentierten Scherzone und dieser jüngeren Störung geschlossen werden kann, muss offen bleiben.

Eindeutig variskisches Alter besitzt auch ein Teil der sigmoidalen, mit Harnischen besetzten, N-S-verlaufenden Störungsflächen im Granit von Hauenstein, da diese ebenfalls von undeformierten Lamprophyren durchschlagen werden. Es ist wahrscheinlich, dass die meisten Störungen vergleichbarer Lage (N-S-streichend bei unterschiedlichem Einfallswinkel) variskisch angelegt wurden, da eine Vielzahl dieser Flächen direkt aus s5s-Scherflächen hervorgehen und dadurch auf einen engen genetischen Zusammenhang zwischen beiden Flächen schließen lässt, wie er im Bereich zwischen plastischer und duktiler Verformung zu erwarten ist.

Spät- oder postvariskisch erfolgte die Anlage der E-W-streichenden, steil nach S einfallenden Störung, die das Granitvorkommen bei Albruck im S begrenzt. Sie entstand nach der Intrusion

des spätvariskischen Lamprophyrs, da dieser an der durch eine mehrere dm-mächtige, verfestigte Störungsbrekzie gekennzeichneten Verwerfung abgeschnitten wird.

Jünger als die Scherdeformationen sind die WNW-ESE bzw. E-W-streichenden Störungen südlich Buch, nördlich Hochsal (mit Verquarzung und Störungsbrekzie) und im Murgtal. Sie schneiden jeweils die Scherzonen ab bzw. versetzen diese. Auffallend ist der parallele Verlauf dieser Störungen zur permisch angelegten Vorwaldstörung (METZ und REIN 1958), die weiter im NW, außerhalb des Arbeitsgebietes, verläuft.

Die Klüftung in Gneisen und Graniten fällt überwiegend steil ein und besitzt in beiden Gesteinen übereinstimmende Maxima (vgl. Anhang Flächendiagramme, S. 129). Wie schon im Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr streichen auch hier die Klüfte vorwiegend NE-SW, NW-SE und N-S und lassen sich altersmäßig nicht zuordnen.

4.7. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Der unterkarbone Granit von Hauenstein ist zwischen dem Murgtal im W und Dogern im E in mehreren isolierten, von polymetamorphen Gneisen umgebenen Vorkommen aufgeschlossen. Die regionalen Deformationsgefüge D1 bis D4 der Gneise sowie die Metamorphosebedingungen entsprechen denen der Gneise im Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr.

Nach einer ersten, nur noch reliktsch nachweisbaren Deformation D1 erfolgte die Anlage des prägenden Lagengefüges s2 unter HT-LP-Metamorphosebedingungen, wahrscheinlich vor etwa 330 - 335 ma. im Unterkarbon. Die anschließende, ebenfalls noch amphibolitfazielle isoklinale bis enge Faltung B3 sowie die mit grünschieferfazieller Metamorphose verbundene offene Faltung B4 fanden vermutlich in nur geringem zeitlichen Abstand zur D2 statt.

Nach Abschluss der regionalen Deformationen intrudierte der Granit von Hauenstein; er kann also nicht älter als maximal 335 ma. sein. Seine radiometrisch ermittelten Altersdaten (BREWER und LIPPOLD 1972, 1974, vgl. Tab. 8, Anhang S. 122) sind damit revidierungsbedürftig.

Vermutlich im späten Unterkarbon wurden der Granit von Hauenstein und die ihn umgebenden Gneise in drei annähernd N-S-streichenden, zwischen ca. 100 m und mehr als 1.000 m breiten Scherzonen deformiert (Murgtal, Hochsal, Albrück). Als Folge der mit Extension verbundenen Scherung erhielten die Gesteine ein typisches zweifaches Schieferungs- und Lineationsgefüge, dessen Anlage anfangs unter grünschieferfaziellen Bedingungen, später (Anlage der s5s) schon im Grenzbereich zwischen duktiler und bruchhafter Verformung erfolgte.

Eine Rekonstruktion der Scherzonen von Albrück und Hochsal über den kartierten Verlauf

hinaus ist nicht mehr möglich, da durch spät- und postvariskische Bruchtektonik ein Versatz der beiden Scherzonen bewirkt wurde, der aufgrund der verbreiteten quartären Überdeckung und der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht zu kartieren ist. Als Folge des Versatzes treten im Streichen der ehemaligen Scherzone Gesteine mit und ohne Schergefüge direkt benachbart zueinander auf.

Nur im Murgtal lässt sich die Scherzone auf ca. 4 km Länge verfolgen, ehe sie auch dort an einer jüngeren Störung abgeschnitten wird.

Eine zeitliche Trennung der bruchtektonischen Erscheinungen ist nur z. T. möglich. Gesichert ist neben der variskischen Störung, die bei Albrück den Granit im NW begrenzt, auch das variskische Alter zumindest eines Teils der N-S-streichenden sigmoidalen, häufig direkt aus s5s-Scherbahnen hervorgehenden Kleinstörungen im Granit, da sie vereinzelt von undeformierten Lamprophyren durchsetzt werden.

Folgende Ergebnisse aus dem Arbeitsgebiet Hauenstein sind für Interpretationen des tektonischen Geschehens im Südschwarzwald von besonderer Bedeutung:

- C Das Regelungsgefüge des Granits von Hauenstein streicht nicht, wie von METZ und REIN (1958) angegeben, NE oder E (parallel der s2 der Gneise), sondern N-S. Im Bereich Albtal und Murgtal sind nach W einfallenden Lineationen ausgebildet, im Vorkommen bei Hochsal fallen die Lineationen nach E ein.
- C Die Deformation des Granits erfolgte in drei verschiedenen, jeweils N-S-streichenden und z. T. nur noch reliktilsch vorhandenen Scherzonen, an denen abschiebende Bewegungen stattfanden. Damit war die Deformation des Granits an Strukturfugen gebunden, in denen Dehnung und nicht, wie bislang vermutet, Kompression (u. a. HOENES 1948) auftrat.
- C Ein Zusammenhang zwischen der Anlage der Deformationsgefüge des Granits von Hauenstein und der Anlage der Vorwaldstörung, wie sie von HOENES (1948) angenommen wurde, kann aufgrund des Verlaufs der Schergefüge ausgeschlossen werden.
- C Neben dem deformierten Granit von Hauenstein, der die Hauptmasse des Gesteins ausmacht, treten auch undeformierte Granite mit vergleichbarer mineralogischer und chemischer Zusammensetzung auf, die ebenfalls als Granit von Hauenstein eingestuft werden können.

5. Synthese und Schlussfolgerungen

Die Untersuchungsergebnisse aus den Arbeitsgebieten Schlächtenhaus, Säckingen - Wehr und Hauenstein lassen darauf schließen, dass das unterkarbone Geschehen im Südschwarzwald noch komplexer ist, als bislang angenommen wurde.

In allen drei Gebieten sind lokale variskische Scherzonen nachweisbar, die in ihrer ursprünglichen Länge und Breite nur unvollkommen rekonstruiert werden können. Wie die Nebengesteine belegen, wurden die Scherzonen zu unterschiedlichen Zeiten, wahrscheinlich im Unterkarbon aber mit Sicherheit vor Intrusion der Lamprophyre, angelegt. Sie spiegeln unterschiedliche Beanspruchungspläne wider.

Älter als die Intrusion der verschiedenen unterkarbenen Granite sind die regionalen Deformationen der Schlächtenhaus-Schiefer-Formation und der Murgtal-Gneisanatexit-Formation. In beiden Gesteinsgruppen sind vier regionale Deformationsphasen D1 bis D4 nachzuweisen. Während die D1 bis D4 der Gneise in den Arbeitsgebieten Säckingen - Wehr und Hauenstein einander entsprechen, ist eine Korrelation der Gneisdeformationen mit der D1 bis D4 der Schiefer von Schlächtenhaus nicht möglich. Auffällig ist jedoch die gute Übereinstimmung der Ausprägung der verschiedenen Gefügeelemente: Jeweils ist die s_2 die prägende Schieferung, die im Zuge einer späteren Mylonitisierung wiederbelebt wird und jeweils folgen zwei Faltungen, von denen die ältere enger (mit einer achsenparallelen zugehörigen Schieferung), die jüngere offener ausgebildet ist. Ob dieses Phänomen auf eine gleichzeitige Beanspruchung von Gneisen und Schiefen, nur in unterschiedlichen Krustenstockwerken, zurückgeführt werden kann, bleibt ungeklärt. Die Raumlagen der Schieferungen und Faltenachsen geben keine eindeutigen Hinweise, da sie als Folge der variskischen und postvariskischen Beanspruchungen nicht mehr ihre ursprünglichen Richtungen aufweisen müssen.

In den Gneisen erfolgten die gefügeprägende Deformation D2 und die nachfolgende D3 unter amphibolitfaziellen HT-LP-Bedingungen, wahrscheinlich vor ca. 335 ma. Die D4 wurde nur kurze Zeit später, aber unter einem veränderten Beanspruchungsplan und nur noch grünschieferfaziellen Bedingungen angelegt.

Nach der Intrusion der unterkarbenen Granite können in den drei Arbeitsgebieten keine regionalen Deformationen mehr nachgewiesen werden; vielmehr sind die duktilen Bewegungen an einzelne NW-SE- und NNW-SSE-streichende, schmale Scherzonen gebunden.

Die älteste dieser Zonen wird im Zeitraum 334 - 333 ma. im Granit von Schlächtenhaus als NW-SE-streichende und mit ca. 50° nach NE einfallende dextrale konvergente Blattverschiebung angelegt, zu einem Zeitpunkt, als der Malsburggranit noch nicht intrudiert ist. Etwa eine Million Jahre später leben Teile dieser Scherzone unter einem identischen Beanspruchungsplan

erneut auf und bewirken die Deformation des Kontaktbereichs des zwischenzeitlich aufgedrungenen Malsburggranits und des Granits von Schlächtenhaus gegen die Schiefer von Schlächtenhaus. Die Schiefer selbst werden - zumindest teilweise - von beiden Phasen der Scherung betroffen.

In einer weiteren Deformationsphase, die im Gebiet Säckingen - Wehr vermutlich im späten Unterkarbon angesetzt werden kann, im Gebiet Hauenstein jedoch zeitlich nicht zu fassen ist (aber möglicherweise ebenfalls spätunterkarbones Alter hat), wird das Grundgebirge im Südschwarzwald erneut duktil beansprucht. Als Folge von Extension werden im südlichsten Bereich des Südschwarzwaldes vier NNW-SSE-streichende, steil einfallende Scherzonen angelegt, alle im Grenzbereich von variskischen Graniten gegen das Gneisgrundgebirge.

Die besondere Bedeutung ausgewählter Untersuchungsergebnisse für die Interpretation der lokalen variskischen duktilen Deformationen im Südschwarzwald ist in folgenden Punkten zusammengefasst:

- C Die Deformationsgefüge im Granit von Schlächtenhaus und im Granit von Hauenstein werden seit mehr als 50 Jahren als charakteristische Kennzeichen dieser Zweiglimmergranite angesehen (u. a. METZ und REIN 1957). Auch auf der aktuellen geologischen Karte 1:100.000 des Südschwarzwaldes von 2003 (SAWATZKI und HANN 2003 b) werden sie noch als "tektonisch deformierte Zweiglimmergranite" geführt. Die untersuchten Zweiglimmergranite (Granit von Schlächtenhaus, Granit von Hauenstein) besitzen neben den deformierten Partien, die die Hauptmasse des Gesteins ausmachen, auch vollkommen undeformierte Bereiche. Aus diesem Grunde ist es ungerechtfertigt, sie als "synkinematische"-, "syntektonische"- oder generell als "tektonisch deformierte" Granite zu bezeichnen. Im Laufe der Untersuchungen zeigte sich zudem, dass die Deformationsgefüge nicht zwangsläufig nur in den nach den Verbandsverhältnissen älteren unterkarbenen Zweiglimmergraniten angelegt wurden, sondern dass vergleichbare Gefüge auch in etwas jüngeren Graniten (deformierte Randzone des Albtalgranits und Mylonitzone am Malsburggranitkontakt) auftreten können.
- C Eine regionale variskische Deformationsphase, während der die älteren Zweiglimmergranite ihr Deformationsgefüge erhielten (EMMERMANN 1973, S. 161), kann ausgeschlossen werden. Gegen eine solche regional wirksame Beanspruchung spricht neben den auf duktile Deformation in lokalen Scherzonen zurückzuführenden Gefügen auch das Auftreten von undeformierten Granitvarietäten der entsprechenden Granite.
- C Ein wesentlicher neuer Aspekt ist das unterschiedliche Alter, das den Scherdeformationen der Granite zugeordnet werden kann. Eine genaue Alterseinstufung mit Visé-zeitlicher Einengungstektonik und wahrscheinlich spätunterkarboner Extensionstektonik

wurde erstmalig durch detaillierte Kartierungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit ermöglicht.

Auch ECHTLER und CHAUVET (1992) erkannten für zwei der sechs in dieser Untersuchung bearbeiteten Scherzonen ein unterschiedliches Alter und einen Wechsel im Beanspruchungsplan, den sie jedoch noch ins späte Unterkarbon und ins Oberkarbon datierten. Vor ihrer Bearbeitung wurde der Zeitpunkt der Anlage der Deformationsgefüge der Granite im Allgemeinen als frühvariskisch (z. B. EMMERMANN 1973, MAASS 1983) bzw. als bretonisch (Wende Oberdevon / Unterkarbon) eingestuft (z. B. HOENES 1948, EMMERMANN 1983).

- C Die Existenz einer von HOENES (1948) postulierten "Schuppungszone von Kandern - Tiefenstein" (sie entspricht dem Verlauf der Störung Kandern - Hausen - Raitbach - Vorwaldstörung), die als Bewegungszone ersten Ranges (S. 191) die Deformation der Granite von Schlächtenhaus und Hauenstein bewirkt haben soll, kann nicht bestätigt werden. Sowohl die Scherzone im Granit von Schlächtenhaus als auch die Bewegungszonen im Granit von Hauenstein weichen mit ihrem NW-SE- bzw. NNW-SSE-Verlauf deutlich vom Streichen dieser Störungszone ab und können nicht zu ihr in Beziehung gesetzt werden.
- C Die nach petrographischen und geochemischen Gesichtspunkten identisch aufgebauten Granite von Schlächtenhaus und von Klemmbach, die von EINFALT (1971) als Granit von Klemmbach - Schlächtenhaus zusammengefasst wurden, weisen nach EINFALT (1971) auch eine identische Raumlage der Gefügeelemente auf. Es scheint daher nicht ausgeschlossen, dass sich die im Granit von Schlächtenhaus kartierte Scherzone im Granit von Klemmbach wiederfindet. Der Malsburggranit hat am Nordrand des Granits von Schlächtenhaus die Scherzone als Aufstiegsweg benutzt. Heute nimmt er die gesamte Fläche zwischen dem Granit von Schlächtenhaus im S und dem Klemmbachgranit im N ein.
- C Einengende Deckenbewegungen werden für den Südschwarzwald im Zeitraum 342 - 333 ma. angenommen (HANN 2003). Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass die konvergenten Scherzonen im Arbeitsgebiet Schlächtenhaus in genetischem Zusammenhang mit südwärts gerichtetem Deckentransport stehen.
- C Bisher nicht bekannt war die Existenz von duktilen Scherzonen mit ausgeprägtem NNW- SSE-Verlauf im Arbeitsgebiet Hauenstein; für den Bereich Säcking - Wehr wurde eine solche Zone schon von HINCKE und THIEDIG (1987) beschrieben. Bei den vier kartierten Zonen zwischen Wehr im W und Albrück im E handelt es sich um steil einfallende Abschiebungen, deren Anlage auf Extension zurückzuführen ist. Sie wurden vor dem Aufdringen der spätvariskischen Lamprophyre gebildet.

- C Neu ist die Erkenntnis, dass auch Ganggranite und möglicherweise Aplite noch von Scherbewegungen betroffen wurden. Derartige deformierte Ganggesteine zeigen im Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr auf, dass die Scherbewegungen im Randbereich des Albitalgranits nicht bei dessen Aufstieg, wie von ECHTLER und CHAUVET (1992) vermutet, angelegt wurden, sondern jünger sein müssen.
- C Der kontrovers geführten Diskussion über die Anlage des Oberrheingrabens als altes Lineament (z. B. ILLIES 1962, 1974; MAASS 1972, 1977; RICHTER-BERNBURG 1974) werden durch die NNW-SSE-verlaufenden variskischen Scherzonen in den Arbeitsgebieten Säckingen - Wehr und Hauenstein neue pro-Argumente geliefert.
- C Ein charakteristisches Phänomen in allen drei Arbeitsgebieten ist das Wiederaufleben der variskischen Scherzonen als tektonische Schwächezonen in späterer Zeit in Form von Intrusionskontakten (Grenze des Granits von Schlächtenhaus gegen den Malsburggranit), Störungen und Störungszonen (z. B. Bruchzone von Wehr) und des Verlaufs von Bächen und Tälern (z. B. südliches Albital).

Insgesamt zeigen die Untersuchungsergebnisse aller drei Arbeitsgebiete, dass sich deformierte Granite im Südschwarzwald sehr gut als Indikatoren für das Vorliegen karboner Scherzonen eignen, da ihre Deformationen nur lokalen Charakter besitzen. Das Alter und der Bewegungssinn der Scherung muss jedoch in jeder Bewegungszone gesondert ermittelt werden.

In regional deformierten Gesteinen, in denen keine deformierten Granite als Indikatoren für eine lokale duktile Scherung vorhanden sind, ist nur durch genaueste makroskopische und mikroskopische Bearbeitung unter besonderer Berücksichtigung von Scherphänomenen eine lokale Überprägung nachzuweisen.

Mit großer Wahrscheinlichkeit ist davon auszugehen, dass im Südschwarzwald karbone duktile Scherzonen in weitaus größerer Zahl vorhanden sind, als durch die vorliegende Arbeit belegt wurden, wie der Zusatz eines "Regelungsgefüges" als Kennzeichen vieler Granite auf aktuellen geologischen Karten (z. B. SAWATZKI 1998, HANN und SAWATZKI 1997, 1999) zeigt.

Literaturverzeichnis

- BELL, T. H. und ETHERIDGE, M. A. (1973): Microstructure of mylonites and their descriptive terminology.- *Lithos*, 6, 337-348, Oslo.
- BELL, T. H. (1978): Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone: The Woodroffe Thrust.- *Tectonophysics*, 44, 285-320, Amsterdam.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P. und JEGOUZO, P. (1979): Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone.- *J. Struct. Geol.*, 1, 31-42, Oxford.
- BIERWIRTH, G. und ACKERMANN, W. (1974): Initial-Argon-Diagramme einiger Granite des Ostbayerischen Grenzgebirges und des Schwarzwaldes unter Verwendung des Minerals Quarz.- *N. Jb. Mineral. Mh.*, 49-62, Stuttgart.
- BREWER, M. S. und LIPPOLD, H. J. (1974): Rb-Sr age determinations of pre-tectonic granites from the Southern Schwarzwald, SW Germany.- *N. Jb. Mineral. Mh.*, 28-41, Stuttgart.
- BREWER, M. S. und LIPPOLD, H. J. (1972): Rubidium-Strontium-Altersbeziehungen variscischer Granite des südlichen Schwarzwaldes.- *Fortschr. Mineral.*, 50, Beih. 3, S. 5, Stuttgart.
- BRUNS, J. (1983): Geologische Neukartierung des südwestlichsten Hotzenwaldes zwischen Säckingen und Wehr.- Unveröff. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 143 S., Hamburg.
- BUCHER, K. und FREY, M. (2002): Petrogenesis of metamorphic rocks.- 7. Aufl., 341 S., Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- BURG, J.-P. (2001): Einführung in die Strukturgeologie.- Internet-Publ.: <http://e-collection.ethbib.ethz.ch/eserv/eth:24456/eth-24456-01.pdf>
- CHEN, F. (1999): Variscan and pre-Variscan geochronology of the Moldanubian zone of the Black Forest, Germany.- Diss. Univ. Tübingen, 121 S., Tübingen.
- DRACH, V. v. (1978): Mineralalter im Schwarzwald.- Inaugural- Diss. Univ. Heidelberg, 245 S., Heidelberg.
- ECHTLER, H., LÜSCHEN, E. und MAYER, G. (1991): Lower crustal thinning and crustal fabrics in the SE Upper Rhinegraben (SW Germany).- AGU, dec.1991, EOS abstr., S. 428.
- ECHTLER, H. und CHAUVET, A. (1992): Carboniferous convergence and subsequent crustal extension in the southern Schwarzwald (SW Germany).- *Geodyn. Acta*, 5 / 1-2, 37-49, Paris.

- EINFALT, H. C. (1971): Stoffbestand und Geologie des Klemmbach-Schlächtenhaus-Metagranits im Südschwarzwald.- Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Univ. Karlsruhe, 60 S., Karlsruhe.
- EISBACHER, G. H. (1996): Einführung in die Tektonik.- 2. Aufl., 374 S., Enke Verlag, Stuttgart.
- EISBACHER, G. H., LÜSCHEN, E. und WICKERT, F. (1989): Crustal-scale thrusting and extension in the hercynian Schwarzwald and Vosges, central europe.- *Tectonics*, 8/1, 1-21, Washington.
- EMMERMANN, R. (1967): Die Differentiation des Albtalgranites (Südschwarzwald), dargestellt an den Leitelementen Zr, Ti, Fe, Ca, Sr, Ba, K.- Unveröff. Diss. Univ. Karlsruhe, 113 S., Karlsruhe.
- EMMERMANN, R. (1968): Differentiation und Metasomatose des Albtalgranites (Südschwarzwald).- *N. Jb. Mineral. Abh.*, 109, 94-130, Stuttgart.
- EMMERMANN, R. (1973): Granitbildung im Verlauf einer Orogenese. (Die petrographische Entwicklung der Granitserie des Südschwarzwaldes).- Unveröff. Habil.-Schrift Univ. Karlsruhe, 184 S., Karlsruhe.
- EMMERMANN, R. (1977): A petrogenetic model for the origin and evolution of the Hercynian granite series of the Schwarzwald.- *N. Jb. Mineral. Abh.*, 128, 219-253, Stuttgart.
- EMMERMANN, R. (1983): Die variskischen Granite des Schwarzwaldes.- In: WIMMENAUER, W. (Hrsg.): Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland. Vorstudie Schwarzwald I, 68-95, Freiburg i.Br.
- ERB, L. (1948): Zur Frage der jungquartären Hebung des südlichen Schwarzwaldes.- *Mitt. Bad. Geol. Landesanst.*, 1948, 49-51, Freiburg i. Br.
- ETCHECOPAR, A. (1974): Simulation par ordinateur de la deformation progressive d'un agregat polycristallin. Etude de developpement de structures orientees par ecrasement et cisaillement.- Unveröff. Diss. Univ. Nantes, 134 S., Nantes.
- ETCHECOPAR, A. (1977): A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate.- *Tectonophysics*, 39, 121-139, Amsterdam.
- FLÖTTMANN, T. (1988): Strukturentwicklung, P-T-Pfade und Deformationsprozesse im zentralschwarzwälder Gneiskomplex.- *Frankfurter geowiss. Arb., Serie A*, 6, 206 S., Frankfurt.
- FRANKE, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonometamorphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution.- In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. und TANNER, D. (Hrsg.): *Orogenic Processes: Quantification and Modeling in the Variscan Belt.*- *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 179, 35-62, London.

- FRANKE, W., DALLMEYER, R. D. und WEBER, K. (1995): Geodynamic Evolution.- In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. und WEBER, K. (Hrsg.): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe, 579-593, Springer Verlag, Berlin.
- FRISCH, W. und MESCHEDÉ, M. (2005): Plattentektonik. Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung.- 196 S., Wissenschaftl. Buchgesellschaft, Darmstadt.
- GEHLEN, K. v., KLEINSCHMIDT, G., STENGER, R., WILHELM, H. und WIMMENAUER, W. (1986): Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland. Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten Lokation Schwarzwald.- 2. KTB-Kolloquium, 160 S., Seeheim/Odenwald.
- GENTNER, W. und KLEY, W. (1958): Argonbestimmungen an Kaliummineralen. V. Altersbestimmungen nach der Kalium-Argon-Methode an Mineralien und Gesteinen des Schwarzwaldes.- Geochim. Cosmochim. Acta, 14, 98-104, Oxford - New-York - Paris - Frankfurt.
- GERWECK, H., HEGELE, A., ROCKENBAUCH, K. und WIRTH, G. (1984): Geologie des Südschwarzwaldes.- Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F. 78, 1-9, Stuttgart.
- GRULER, M., HEGNER, E., CHEN, F. und LOESCHKE, J. (1999): Variskische Suturen - Nd-Isotopie und Zirkonalter für oberdevonisch-unterkarbonische Grauwacken aus dem Mol-danubikum des Schwarzwaldes.- Ber. dt. Mineral. Ges., Beih. 1 z. Eur. J. Mineral., 11, S. 95, Heidelberg.
- GÜLDENPFENNIG, M. und LOESCHKE, J. (1997): Die Zone von Badenweiler-Lenzkirch - eine variskische Suturezone.- In: BÜCHEL, G. und LÜTZNER, H. (Hrsg.): Regionale Geologie von Mitteleuropa.- Schriftenreihe deutsch. Geol. Ges., 2, 56-57, Hannover.
- HANEL, M. und WIMMENAUER, W. (1990): Petrographische Indizien für einen Deckenbau im Kristallin des Schwarzwaldes.- Beih. Eur. J. Mineral., 2, S. 89, Heidelberg.
- HANMER, S. und PASSCHIER, C. (1991): Shear-sense indicators: a review.- Geol. Survey of Canada, Paper 90-17, 72 S., Ottawa.
- HANN, H. P. (2003): Plattentektonische Entwicklung.- In: SAWATZKI, G. und HANN, H. P. (2003) Badenweiler-Lenzkirch-Zone (Südschwarzwald), S. 132-138, LA Geol. Rohst. Bergb., Freiburg i. Br.
- HANN, H. P. (2006): Tektonik und Petrologie des Südschwarzwälder Kristallins im Gebiet des unteren Wehratals.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 240 (1), 121-151, Stuttgart.
- HANN, H. P. und SAWATZKI, G. (1997): Geologische Karte Baden-Württemberg, Blatt 8213 Zell im Wiesental, 1 : 25 000.- 2. vorl. Ausg., Reg.-Präs. Freiburg - LA Geol. Rohst. Bergb., Freiburg i. Br.

- HANN, H. P. und SAWATZKI, G. (1998): Deckenbau und Sedimentationsalter im Grundgebirge des Südschwarzwaldes / SW-Deutschland.- Z. dt. geol. Ges., 149/ 2, 183-195, Stuttgart.
- HANN, H. P. und SAWATZKI, G. (1999): Vorläufige geologische Karte Baden-Württemberg, Blatt 8212 Malsburg-Marzell, 1 : 25 000.- 2. vorl. Ausg., Reg.-Präs. Freiburg - LA Geol. Rohst. Bergb., Freiburg i. Br.
- HANN, H. P. und SAWATZKI, G. (2000): Neue Daten zur Tektonik des Südschwarzwaldes. - Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N. F. 82, 363-376, Stuttgart.
- HANN, H. P., LOESCHKE, J., FRISCH, W. SAWATZKI, G., und VAIDA, M. (2000 a): A variscan suture zone in the Black Forest (South Germany).- Terra Nostra, 2000/1, S. 50.
- HANN, H. P., SAWATZKI, G., LOESCHKE, J., FRISCH, W. und ZEDLER, H. (2000 b): Devonische Subduktion und Karbonische Kollision im südlichen Schwarzwald (Süddeutschland).- Terra Nostra, 2000/5, S. 24.
- HANN, H. P., CHEN, F., ZEDLER, H., FRISCH, W. und LOESCHKE, J. (2003): The Randgranit in the southern Schwarzwald and its geodynamic significance in the Variscan belt of SW Germany.- Int. J. Earth Sci., 92, 821-842, Berlin.
- HEGNER, E., KÖLBL-EBERT, M. und LOESCHKE, J. (1998): Post-collisional Variscan lamprophyres (Black Forest, Germany): $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ phlogopite dating, Nd, Pb, Sr isotope, and trace element characteristics.- Lithos, 45, 395-411, Amsterdam.
- HEITZMANN, P. (1985): Kakirite, Kataklastite, Mylonite. Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen.- Eclog. Geol. Helv., 78, 273-286, Basel.
- HIGGINS, M. W. (1971): Cataclastic rocks.- Prof. Pap. U.S. geol. Surv., 687, 97 S., Washington.
- HINCKE, E. (1986): Gefügeentwicklung in Paragneisen des Südschwarzwaldes.- Abstr. 1. Symp. Strukturgeol., Kristallineol., Tektonik, S. 81, Tübingen.
- HINCKE, E. und THIEDIG, F. (1987): A hercynian shear zone in the crystalline rocks of the southern Black Forest, Southwest Germany.- Terra cognita, 7/1, S. 59.
- HINCKE, E. und THIEDIG, F. (1988): Deformierte variskische Granite als Indikatoren für Scherzonen im Südschwarzwald.- Abstr. 2. Symp. Tektonik, Strukturgeol., Kristallineol., S. 56, Erlangen.
- HINCKE, E. und PIEPJOHN, K. (2004): Geologische Karte von Baden-Württemberg, Blatt 8413 Bad Säckingen, 1 : 25.000.- 3. ergänzte Ausg., Reg.-Präs. Freiburg - LA Geol. Rohst. Bergb., Freiburg i. Br.

- HOENES, D. (1948): Petrogenese im Grundgebirge des Südschwarzwaldes.- Heidelberg. Beitr. Mineral. Petrogr., 1, 121-202, Heidelberg.
- HOENES, D. (1956): Der prägranitische Bau des Grundgebirges im südlichen Schwarzwald und seine Ableitung aus dem Fremdgesteinsinhalt der hybriden Granite.- Heidelberg. Beitr. Mineral. Petrogr., 5, 272-288, Heidelberg.
- HOFMANN, A. und KÖHLER, H. (1973): Whole rock Rb-Sr-ages of anatectic gneisses from the Schwarzwald, SW Germany.- N. Jb. Mineral. Abh., 119, 163-187, Stuttgart.
- HUBER-ALEFFI, M. und HUBER-ALEFFI, A. (1984): Das Kristallin des Südschwarzwaldes.- Technischer Bericht der NAGRA, 84-30, 226 S., Baden (Schweiz).
- ILLIES, H. (1962): Oberrheinisches Grundgebirge und Rheingraben.- Geol. Rdsch., 52, 317-332, Stuttgart.
- ILLIES, H. (1974): Taphrogenesis and plate tectonics.- In: Approaches to taphrogenesis, I.-U.C.G., Sci. Rep., 8, 433-460, Stuttgart.
- IUGS (2008): Stratigraphic Chart 2008.- Internet-Publ.: <http://www.stratigraphy.org/upload/ISChart2008.pdf>
- IWANSCHITZ, P. (1983): Geologische Neukartierung des westlichen Hotzenwaldes im Bereich Rickenbach östlich Wehr im südlichsten Schwarzwald.- Unveröff. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 96 S., Hamburg.
- JANDL, E. (1984): Geologische Neukartierung im südwestlichen Schwarzwald (Hotzenwald) bei Säckingen.- Unveröff. Dipl.-Arb. Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Hamburg, 162 S., Hamburg.
- KALT, A., GRAUERT, B. und BAUMANN, A. (1994 a): Rb-Sr and U-Pb isotope studies on migmatites from the Schwarzwald (Germany): constraints on isotopic resetting during Variscan high-temperature metamorphism.- J. Metam. Geol., 12, 667-680, London.
- KALT, A., HANEL, M. SCHLEICHER, H. und KRAMM, U. (1994 b): Petrology and geochronology of eclogites from the Variscan Schwarzwald (F.R.G).- Contrib. Mineral. Petrol., 115, 287-302, Heidelberg.
- KALT, A., ALTHERR, R. and HANEL, M. (2000): The Variscan basement of the Schwarzwald.- Eur. J. Mineral., 12, Beih. 2, 1-43, Heidelberg.
- KLEINSCHMIDT, G., FLÖTTMANN, T. und GALLUS, B. (1985): Structural analysis, Central Schwarzwald.- Abstr. 2. Intern. Symp. on Observation of the continental crust through drilling, S. 62, Seeheim/Odenwald.
- KÖLBL-EBERT, M. (1995): Paläozoische Ganggesteine (Rhyodazite / Dazite und Lamprophyre) des Südschwarzwaldes.- Tübinger geowiss. Arb., A 23, 1-207, Tübingen.

- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues.- Abh. sächs. geol. LA., 1, 1-40, Leipzig.
- KROHE, A. (1996): Variscan tectonics of central Europe: Post accretionary intraplate deformation of weak continental lithosphere.-Tectonics, 15, 1364-1388, Washington.
- KROHE, A. und EISBACHER, G. H. (1988): Oblique crustal detachment in the Variscan Schwarzwald, southwestern Germany.- Geol. Rdsch., 77/1, 25-43, Stuttgart.
- LÄMMLIN, I. (1981): Petrographische und tektonische Untersuchungen im Gneisgebiet des Südschwarzwaldes.- Unveröff. Diss. Univ. Freiburg i. Br., 157 S., Freiburg i. Br.
- LAUBSCHER, H. (2003): The Miocene dislocations in the northern foreland of the Alps: Oblique subduction and its consequences (Basel area, Switzerland - Germany).- Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N. F. 85, 423-439, Stuttgart.
- LEUTWEIN, F. und SONET, J. (1974): Geochronologische Untersuchungen im Südschwarzwald.- N. Jb. Mineral. Abh., 121, 252-271, Stuttgart.
- LGRB (2005 a): Geologische Übersicht der Schichtenfolge in Baden-Württemberg. 11. Ausgabe.- Internet-Publ.: http://www.lgrb.uni-freiburg.de/lgrb/download_pool/schichtenfolge.pdf; Reg.-Präs. Freiburg - LA Geol. Rohst. Bergb., Freiburg i. Br.
- LGRB (2005 b): Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg. Verzeichnis Geologischer Einheiten - Aktualisierte Ausgabe Mai 2005.- Internet-Publ.: <http://www.lgrb.uni-freiburg.de>; Reg.-Präs. Freiburg - LA Geol. Rohst. Bergb., Freiburg i. Br.
- LIN, A. I. (1999): S-C-cataclasite in granitic rock.- Tectonophysics, 304, 257-273, Amsterdam.
- LIPPOLT, H. J., HRADETZKY, H. und HAUTMANN, S. (1994): K-Ar dating of amphibole-bearing rocks in the Schwarzwald, SW Germany: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints to Hercynian HT-metamorphism.- N. Jb. Mineral. Mh., 1994, 433-448, Stuttgart.
- LISTER, G. S. und SNOKE, A. W. (1984): S-C-mylonites.- J. Struct. Geol., 6, 617-638, Oxford.
- LOESCHKE, J., GÜLDENPFENNIG, M., HANN, H. P. und SAWATZKI, G. (1998): Die Zone von Badenweiler-Lenzkirch (Schwarzwald): Eine variskische Suturzone.- Z. dt. geol. Ges., 149/2, 197-212, Stuttgart.
- LUTZ, M. (1958): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen am südwestlichen Schwarzwaldrand.- Unveröff. Diss. Univ. Freiburg i. Br., 126 S., Freiburg i. Br.
- LUTZ, M. (1964): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen am südwestlichen Schwarzwaldrand zwischen Wiesental und Hochrhein.- Oberrhein. geol. Abh., 13, 75-122, Karlsruhe.

- MAASS, R. (1972): Zur Beziehung zwischen Verwerfungen und Kluftsystemen im südlichen Oberrheintal-Grabengebiet.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh, 660-677, Stuttgart.
- MAASS, R. (1974): Ein strukturgeologischer Beitrag zum Paläozoikum des Südschwarzwaldes.- Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 64, 25-38, Freiburg i. Br.
- MAASS, R. (1977): Ein Beitrag zum Problem der Rheingrabenbildung.- Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., 67, 161-174, Freiburg i. Br.
- MAASS, R. (1981): The Variscan Black Forest.- Geol. en Mijnbouw, 60, 137-143, 's-Gravenhage.
- MARSCHALL, H. R., KALT, A. und HANEL, M. (2003): P-T Evolution of a Variscan Lower-Crustal Segment: a Study of Granulites from the Schwarzwald, Germany.- J. Petrol., 44/2, 227-253, Oxford.
- McKERRON, W. S., MACNIOCALL, C., AHLBERG, P. E., CLAYTON, G., CLEAL, J. C. und EAGAR, E. M. C. (2000): The Late Palaeozoic relations between Gondwana and Laurussia.- In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. und TANNER, D. (Hrsg.): Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt.- Geol. Soc. Spec. Pub., 179, 9-20, London.
- METZ, R. (1970): Dehnungsstrukturen im Grundgebirge des Schwarzwaldes vor Beginn der Grabentektonik.- In: ILLIES, H. und MÜLLER, S. (Hrsg.): Graben problems, 87-90, Schweizerbart, Stuttgart.
- METZ, R. (1980): Geologische Landeskunde des Hotzenwaldes.- 1116 S., Moritz Schauenburg, Lahr.
- METZ, R. und REIN, G. (1957): Geologisch-petrographische Übersichtskarte des Hotzenwaldes, 1:50.000.- Moritz Schauenburg, Lahr.
- METZ, R. und REIN, G. (1958): Erläuterungen zur geologisch-petrographischen Übersichtskarte des Südschwarzwaldes 1:50.000.- 126 S., Moritz Schauenburg, Lahr.
- NABHOLZ, W. K. und VOLL, G. (1963): Bau und Bewegung im gotthard-massivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden).- Eclog. Geol. Helv., 56/2, 755-808, Basel.
- NEUMANN, R. (1912): Geologische Untersuchungen am Schwarzwaldrand zwischen Kandern und Wehr.- Mitt. Großherzogl. Bad. Geol. Landesanst., 6, 702-732, Freiburg i. Br.
- OTTO, J. und WIMMENAUER, W. (1973): Les enclaves dans les granites de la Foret Noire.- Bull. Soc. Geol. France, 15, 199-208, Paris.
- PASSCHIER, C. W. und TROUW, R. A. J. (2005): Microtectonics.- 2nd Ed., 366 S. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

- PLATT, J. P. (1979): Extensional crenulation cleavage.- J. Struct. Geol., 1, 95-96, Pergamon, Oxford.
- RAHM, G. (1961): Über den Betrag des Wehratal-Abbruches.- Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 51, 273-275, Freiburg i. Br.
- RAMSAY, J. G. (1980): Shear zone geometry: a review.- J. Struct. Geol., 2, 83-99, Pergamon, Oxford.
- RAY, S. K. (1925): Geological and petrographic studies in the Hercynian Mountains around Tiefenstein, Southern Black Forest, Germany.- 111 S., London.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): The Oberrhein Graben in its European and global setting.- In: Approaches to taphrogenesis, I.- U.C.G., Sci. Rep., 8, 13-43, Stuttgart.
- ROCKENBAUCH, K. (1984): Bruchtektonik im Granitgebiet des südwestlichen Schwarzwalds und im angrenzenden Deckgebirge (Dinkelbergscholle, Vorbergzone).- Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F. 78, 137-191, Stuttgart.
- SAHINOGLU, I. (1985): Geologische Neukartierung des Hotzenwaldes nordöstlich von Bad Säckingen.- Unveröff. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 87 S., Hamburg.
- SAWATZKI, G. (1998): Beiheft zur vorläufigen geologischen Karte Baden-Württemberg, Blatt 8313 Wehr, 1 : 25 000.- 2. vorl. Ausg., Reg.-Präs. Freiburg - LA Geol. Rohst. Bergb., Freiburg i. Br.
- SAWATZKI, G., HANN, H. P. und VAIDA, M. (1997): Altpaläozoische Chitinozoen und Acritarchen in Gneisen des Südschwarzwalds, SW-Deutschland.- N. Jb. Geol. Paläont., Mh./3, 165-178, Stuttgart.
- SAWATZKI G., HINCKE, E. und PIEPJOHN, K. (1998): Vorläufige geologische Karte von Baden-Württemberg, Blatt 8313 Wehr, 1 : 25 000.- 2. vorl. Ausg., Reg.-Präs. Freiburg - LA Geol. Rohst. Bergb., Freiburg i. Br.
- SAWATZKI, G. und HANN, H. P. (2003 a) Badenweiler-Lenzkirch-Zone (Südschwarzwald). Erläuterungen mit Hinweisen für Exkursionen.- 187 S., LA Geol. Rohst. Bergb., Freiburg i. Br.
- SAWATZKI, G. und HANN, H. P. (2003 b): Geologische Karte des Südschwarzwalds 1 : 100.000.- 1. Aufl. (ohne Erläuterungen), Reg.-Präs. Freiburg - LA Geol. Rohst. Bergb., Freiburg i. Br.
- SCHRÖDER, E. (1929): Über Aufbau und Alter des Blauenmassivs im südlichen Schwarzwald.- Mitt. Bad. Geol. Landesanst., 11, 60-89, Freiburg i. Br.

- SCHRÖDER, W. (1984): Geologische Neukartierung am Westrand des Hotzenwaldes östlich von Wehr (Südschwarzwald).- Unveröff. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 146 S., Hamburg.
- SCHULER, C. und STEIGER, H. R. (1978): On the genesis of feldspar megacrysts in granites: an isotopic study.- In: ZARTMANN, R. E. (Hrsg.): Short Papers 4th Int. Congr. Geochron. Cosmochron. Isotope; Geol. Surv. Open File Rep., 386-387.
- SEBERT, M. und WIMMENAUER, W. (1992): Metagabbros and Meta-anorthosites in the Southern Black Forest.- Jh. Geol. LA B.-W., 34, 193-212, Freiburg i. Br.
- SIBSON, R. H. (1977): Fault rocks and fault mechanisms.- J. geol. Soc. London, 133, 193-213, London.
- SICKINGER, P. (1983): Die Schiefer von Schlächtenhaus-Hofen.- Unveröff. Dipl.-Arb. Geowiss. Fak. Univ. Freiburg, 100 S., Freiburg i. Br.
- SIMPSON, C. und SCHMID, S. M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks.- Bull. Geol. Soc. Amer., 94, 1281-1288, Boulder.
- SPRY, A. (1974): Metamorphic textures.- 350 S., Pergamon, Oxford.
- STAUSS, H. (1987): Geologische Geländeaufnahme am Westrand des Hotzenwaldes nordöstlich von Wehr.- Unveröff. Dipl.-Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 98 S., Hamburg.
- STEIGER, R. H., BÄR, M. T. und BÜSCH, W. (1973): The zircon age of an anatexitic rock in the Central Schwarzwald.- Fortschr. Mineral., 50, Beih. 3, 131-132, Stuttgart.
- STENGER, R. (1979): Petrographie und Geochemie der endogenen Einschlüsse im Albtalgranit (Südschwarzwald).- Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., 21, 89-106, Freiburg i. Br.
- STENGER, R., BAATZ, K., KLEIN, H. und WIMMENAUER, W. (1989): Metamorphic evolution of the pre-Hercynian basement of the Schwarzwald (Federal Republic of Germany).- Tectonophysics, 157, 117-121, Amsterdam.
- STOBER, G. (1954): Geologie der Umgebung von Schlächtenhaus und Wieslet.- Unveröff. Dipl.-Arb. Geowiss. Fak. Univ. Freiburg i. Br., 97 S., Freiburg i. Br.
- SUTER, H. H. (1924): Zur Petrographie des Grundgebirges von Laufenburg und Umgebung (Südschwarzwald).- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 4, 89-336, Zürich.
- TAIT, J. A., BACHTADSE, V., FRANKE, W. und SOFFEL, H. (1997): Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints.- Geol. Rdsch., 86/3, 585-598, Stuttgart.

- TAIT, J. A., SCHÄTZ, M., BACHDATSE, V. und SOFFEL, H. C. (2000): Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European terranes.- In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O., TANNER, D. (Hrsg.): Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt.- Geol. Soc. Spec. Pub., 179, 21-34, London.
- THEODORE, T. G. und CHRISTIE, J. M. (1969): Mylonites and mylonitic gneisses: Correct use of terms.- Abstr. with Progr. Bull. Geol. Soc. Amer., 1/3, 69-70, Boulder.
- TODT, W. (1978): U-Pb-Untersuchungen an Zirkonen aus prävariskischen Gneisen des Schwarzwaldes. Fortschr. Mineral., 56, Beih. 1, 136-137, Stuttgart.
- TODT, W. (1976): Zirkon-U/Pb-Alter des Malsburggranits vom Südschwarzwald.- N. Jb. Mineral. Mh., 532-544, Stuttgart.
- TODT, W. und BÜSCH, W. (1981): U-Pb-investigations on zircons from pre-Variscan gneisses. I. A study from the Schwarzwald, West Germany.- Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 1789-1801, Oxford - New-York - Paris - Frankfurt.
- TRÖGER, W. E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2 Textband.- 822 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- VENZLAFF, V. (1971): Altersbestimmungen nach der Rb-Sr-Methode an Biotiten aus Gesteinen des Schwarzwaldes.- Z. Naturforsch., 26a, 1372-1373, Tübingen.
- VINX, R. (2008): Gesteinsbestimmung im Gelände.- 2. Aufl. 469 S., Spektrum Akad. Verlag, Berlin, Heidelberg.
- VOLL, G. (1960): New work on petrofabrics.- Liverp. Manch. Geol. J., 2/3, 503-567, Liverpool.
- VOLL, G. (1961): Zur Frage des Stofftransportes auf den Korngrenzen metamorpher Gesteine.- Geol. Rdsch., 51, 395-405, Stuttgart.
- VOLL, G. (1969): Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose.- Unveröff. Habil.-schrift Techn. Univ. Berlin, 206 S., Berlin.
- VOLL, G. (1976): Recrystallisation of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 56, 641-647, Zürich.
- VOLL, G. (1980): Deformation, crystallisation and recrystallisation.- Abst. Intern. Confer. Deform. on rocks, Append. 1-9, Geol.- Paläont. Inst. Univ. Göttingen.
- WENDT, I., LENZ, H., HARRE, W. und SCHOELL, M. (1970): Total rock and mineral ages of granites from the Southern Schwarzwald, Germany.- Eclog. Geol. Helv., 63, 365-370, Basel.

- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D. und HUMPHREYS, F. J. (1980): On mylonites in ductile shear zones.- J. Struct. Geol., 2, 175-187, Pergamon, Oxford.
- WIMMENAUER, W. (1980): Lithology of the precambrian in the Schwarzwald. An interim report.- N. Jb. Mineral. Mh., 8, 364-372, Stuttgart.
- WIMMENAUER, W. (1984): Das prävariskische Kristallin im Schwarzwald.- Fortschr. Mineral., 62, Beih. 2, 69-86, Heidelberg.
- WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine.- 382 S., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- WIMMENAUER, W. und STENGER, R. (1983): Das Gneisgebirge des Schwarzwaldes.- In: WIMMENAUER, W. (Hrsg.): Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik-Deutschland. Vorstudie Schwarzwald I, 30-67, Freiburg i. Br.
- WIMMENAUER, W. und STENGER, R. (1989): Acid and intermediate HP metamorphic rocks in the Schwarzwald (Federal Republic of Germany).- Tectonophysics, 157, 109-116, Amsterdam.
- WIMMENAUER, W., STENGER, R. und KLEIN, H. (1985): The pre-Variscan metamorphic basement of the Schwarzwald.- Abstr. 2. Intern. Symp. on Observation of the Continental Crust through Drilling.- S. 60, Seeheim/Odenwald.
- WIRTH, G. (1984): Kleintektonische Untersuchungen im Grund- und Deckgebirge des Südostschwarzwalds (Baden-Württemberg).- Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F. 78, 85-136, Stuttgart.
- WISE, D. U., DUNN, D. E., ENGELDER, J. T., GEISER, P. A., HATCHER, R. D., KISH, S. A., ODOM, A. L. und SCHAMEL, S. (1984): Fault related rocks: Suggestions für terminology.- Geology, 12, 391-394.
- YARDLEY, B. W. D. (1997): Einführung in die Petrographie metamorpher Gesteine.- 253 S., Enke Verlag, Stuttgart.
- ZWART, H. J. (1962): On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost Area (Central Pyrenees).- Geol. Rdsch., 52, 38-65, Stuttgart.
- ZWART, H. J. (1960): Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrenees and their chronological succession.- Geol. en Mijnbouw, 39, 163-180, 's-Gravenhage.

Anhang

I. Tabellen

Tab. 8: Radiometrische Altersdatierungen der Granite der drei Arbeitsgebiete. Die Granite werden wie folgt abgekürzt: GSH: Granit von Schlächtenhaus, GMA: Malsburggranit, GAL: Albtalgranit, GHS: Granit von Hauenstein.

Arbeitsgebiet Schlächtenhaus				
Lokalität	Material	Methode	Alter (ma.)	Literatur
GSH Schweighof	Gesamtgestein	Rb-Sr, Isochrone	353 ± 14	BREWER & LIPPOLT (1972)
GSH Schweighof	Gesamtgestein	Rb-Sr, Isochrone	376 ± 10	BREWER & LIPPOLT (1972)
GSH Schlächtenhaus	Gesamtgestein, Bi, Mu, Kf	Rb-Sr, Isochrone	357 ± 10	LEUTWEIN & SONET (1974)
GSH Badenweiler (Granit von Klemmbach)	Monazit	Pb-U	334 ± 2	SCHALTEGGER (2000)
GMA verschiedene	Gesamtgestein	Rb-Sr, Isochrone	321 ± 7	WENDT et al. (1970)
GMA verschiedene	Gesamtgestein Bi, Kf	Rb-Sr, Isochrone	325 ± 15	LEUTWEIN & SONET (1974)
GMA Malsbg.-Marzell	Zirkon	U-Pb	328 ± 6	TODT (1976)
GMA Lütschenbach	Bi (z.T. Chl)	Modellalter	333 ± 4	DRACH (1978)
GMA Lütschenbach	Bi (z.T. Chl)	K-Ar	376, 395 ± 6	DRACH (1978)
GMA Badenweiler	Zirkon	Pb-Pb	333 ± 2	SCHALTEGGER (2000)

Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr				
Lokalität	Material	Methode	Alter (ma.)	Literatur
GAL verschiedene	Gesamtgestein, Bi, Kf	Rb-Sr, Isochrone	366, 354	LEUTWEIN et al. (1974)
GAL Albtal	Bi, Kf	Rb-Sr, Isochrone	325 ± 1-4%	VENZLAFF (1971)
GAL Albtal	Gesamtgestein, Bi, Kf	Rb-Sr, Isochrone	326 ± 2	SCHULER et al. (1978)
GAL Tiefenstein	Bi, Kf, Qz	K-Ar	339 ± 2-4%	BIERWIRTH et al. (1974)
GAL unbekannt	Gesamtgestein, Kf	K-Ar	283, 299 ± 10	GENTNER & KLEY (1958)
GAL Hintertodtmoos	Zirkon	Pb-U	333 ± 2	SCHALTEGGER (2000)

Arbeitsgebiet Hauenstein				
Lokalität	Material	Methode	Alter (ma.)	Literatur
GHS verschiedene	Gesamtgestein,	Rb-Sr	337 ± 11	BREWER & LIPPOLD (1972)
GHS verschiedene	Gesamtgestein, Bi, Kf	Rb-Sr, Isochrone	341 ± 5	BREWER & LIPPOLD (1972)

Tab. 9: Altersdaten (in ma.) und stratigraphische Gliederung des Karbons nach der Stratigraphic Chart 2008 (aus: IUGS 2008).

Carboniferous	Pennsylvanian	Upper	Gzhelian	299.0 ±0.8	
			Kasimovian	303.4 ±0.9	
		Middle	Moscovian	307.2 ±1.0	
		Lower	Bashkirian	311.7 ±1.1	
	Mississippian	Upper	Serpukhovian	318.1 ±1.3	
		Middle	Visean	328.3 ±1.6	
		Lower	Tournaisian	345.3 ±2.1	
					359.2 ±2.5

Tab. 10: Koordinaten (Rechts- und Hochwerte) der isolierten Vorkommen des deformierten Granits im Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr. Angegeben sind jeweils die Koordinaten eines markanten Felsens.

Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr

Vorkommen	Koordinaten
Bärenfelsen	19250 / 78500
Fischgraben	19220 / 78290
Trumattgraben	19950 / 76180
Hunnenlochfelsen	20100 / 74350
Kellerlesfelsen	20100 / 74000
Dachsenlochfelsen	20175 / 73250
Sandfelsen	20250 / 72800
Bergsee, Scheffelfelsen	20180 / 70910
östlich des Bergsees	20295 / 70800
Bereich Silberhöhle	20475 / 70830

Tab. 11: Koordinaten (Rechts- und Hochwerte) der isolierten Vorkommen des Granits von Hauenstein im Arbeitsgebiet Hauenstein nördlich und östlich von Albrbruck. Angegeben sind jeweils die Koordinaten eines anstehenden Felsens.

Arbeitsgebiet Hauenstein

Vorkommen	Koordinaten
südöstlich Buch	34000 / 75000
westlich Kiesenbach	35000 / 74175
nördlich Dogern	37250 / 75500

Tab. 12: Koordinaten (Rechts- und Hochwerte) der Probenpunkte der chemischen Analysen

Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr:

Probe	Koordinaten
121a	20150 / 71250
301	19705 / 77110
325	19085 / 78430
391	19319 / 78040
438	19750 / 77120
439	19775 / 77130
440	19800 / 77140

Arbeitsgebiet Hauenstein:

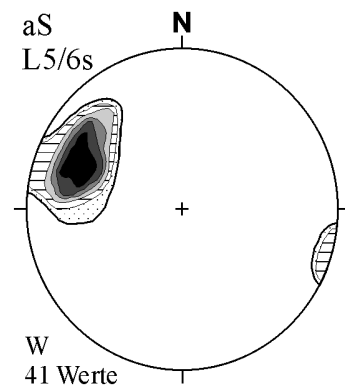
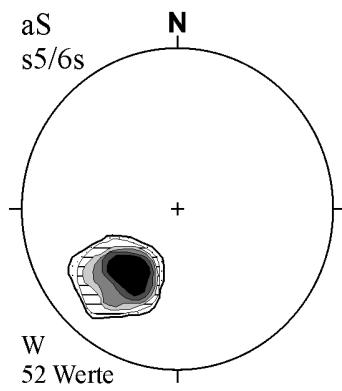
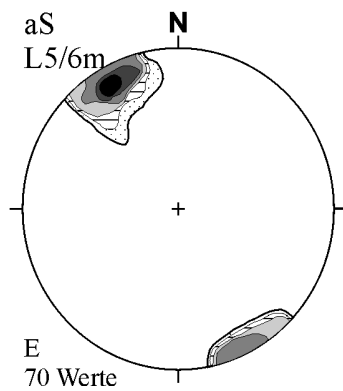
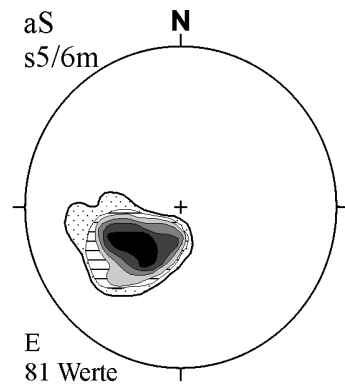
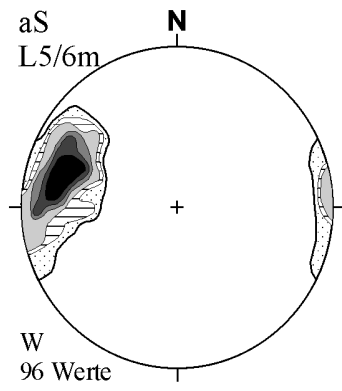
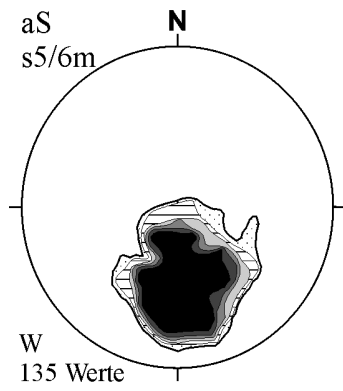
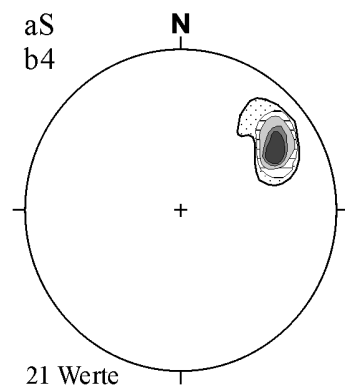
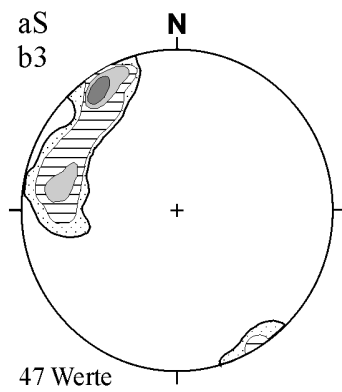
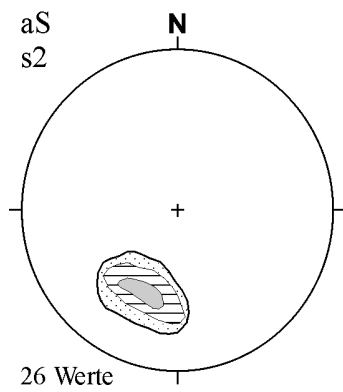
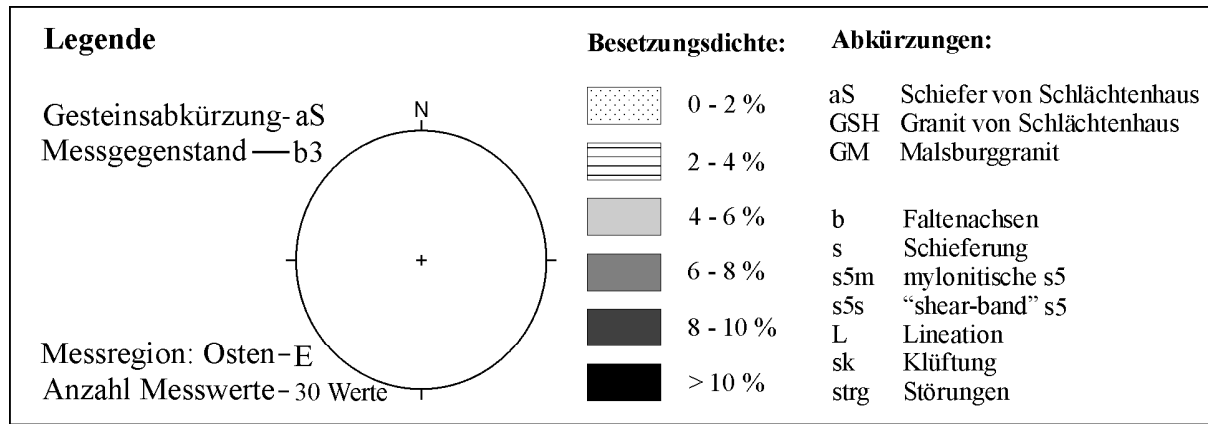
Probe	Koordinaten
553	25179 / 73780
573	34960 / 74220
575	34005 / 75090
578	34320 / 73200

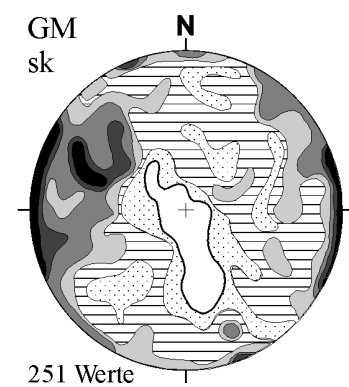
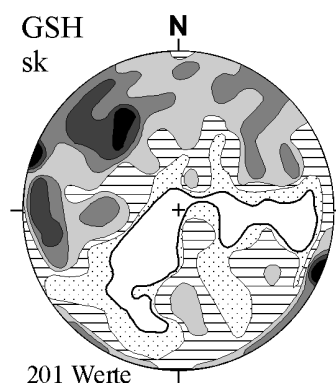
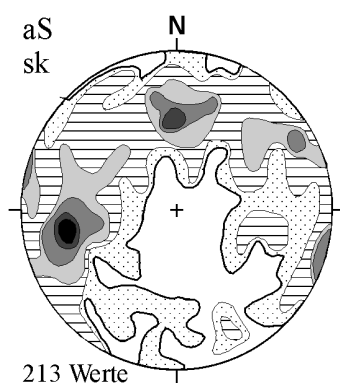
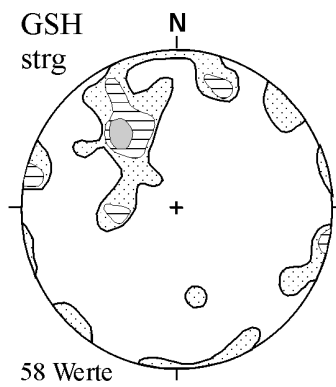
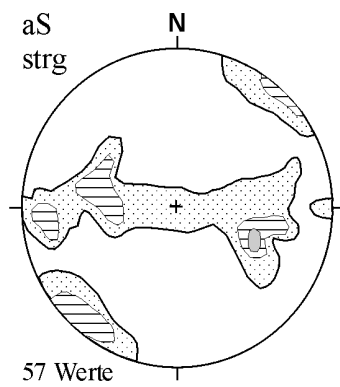
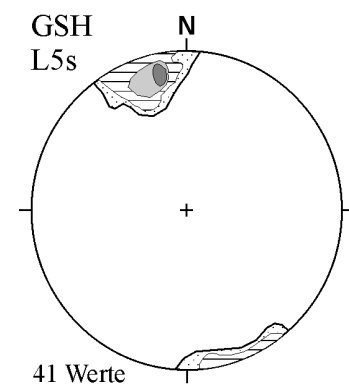
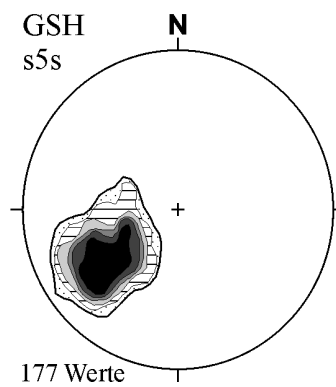
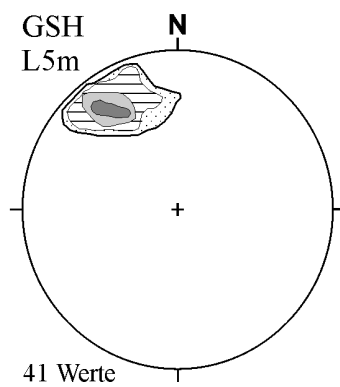
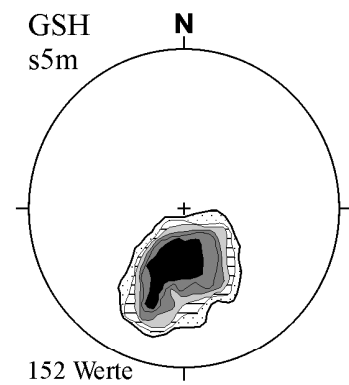
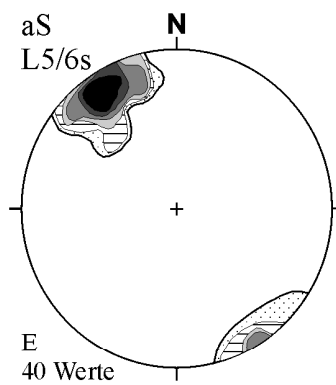
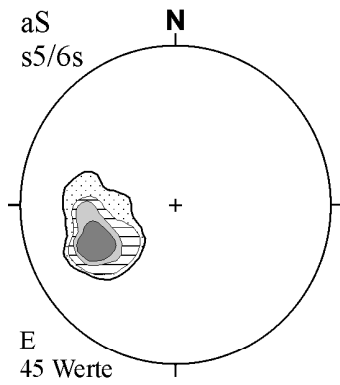
Tab. 13: Verwendete Abkürzungen

Abb.	Abbildung
An	Anorthit
Alk'Feldspat, Alk'F	Alkalifeldspat
B	Faltung, Falte
Bi	Biotit
bzw.	beziehungsweise
ca.	circa
Chl	Chlorit
Crd	Cordierit
D	Deformation
E	Osten
epidot.	epidotisiert
f.	und folgende Seite
ff.	und folgende Seiten
Ges.	Gesamt
H	Hochwert
HP	Hochdruck
HT	Hochtemperatur
Kap.	Kapitel
Kf	Kalifeldspat
L	Lineation
LP	Niedrigdruck
ma.	Millionen Jahre
max.	maximal
m. E.	meines Erachtens
MT, MP	Mitteltemperatur / -druck
N	Norden
P	Druck
pers. Mitt.	persönliche Mitteilung
Plag	Plagioklas
Publ.	Publikation
Qz	Quarz
R	Rechtswert
S	Süden
S.	Seite
s	Schieferung
s5m	s5, mylonitische Schieferung
s5s	s5, "shear-band"-Schieferung
s.	siehe
se, si	Extern-, Interngefüge
s. o., s. u.	siehe oben, siehe unten
ss	Schichtung
str	Streckung
T	Temperatur
Tab.	Tabelle
u. a.	unter anderem
unveröff.	unveröffentlicht
vgl.	vergleiche
W	Westen
z. B.	zum Beispiel
z. T.	zum Teil

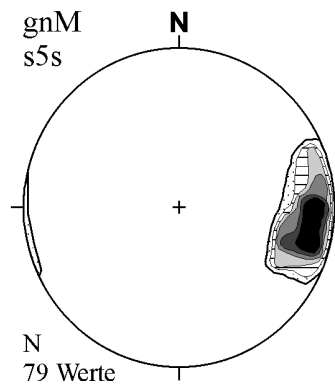
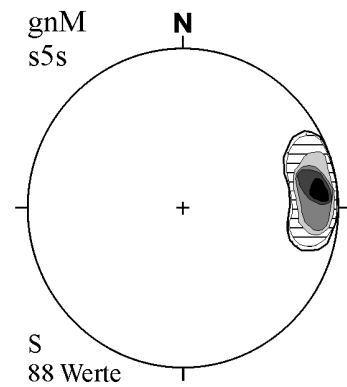
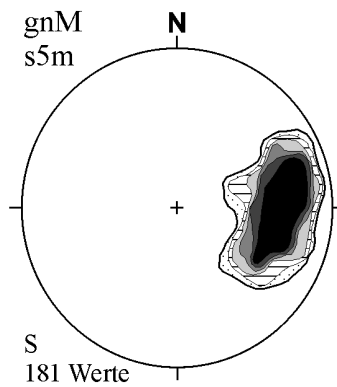
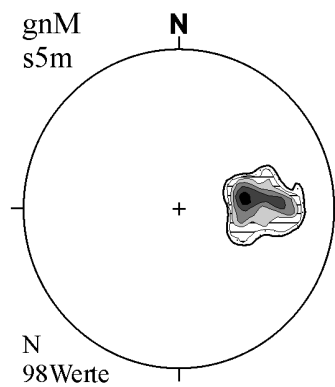
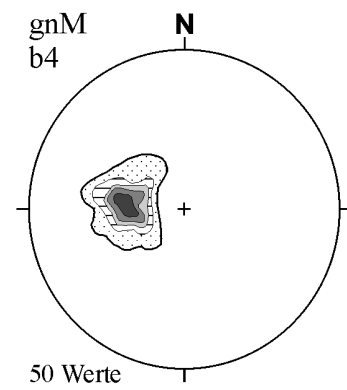
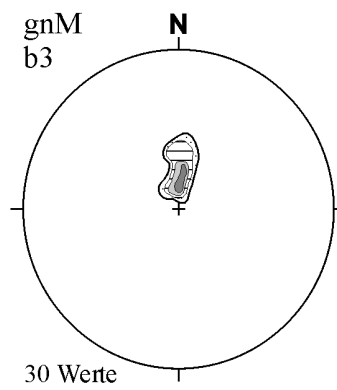
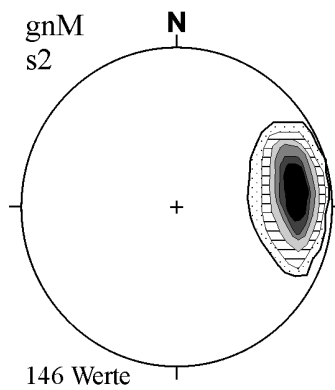
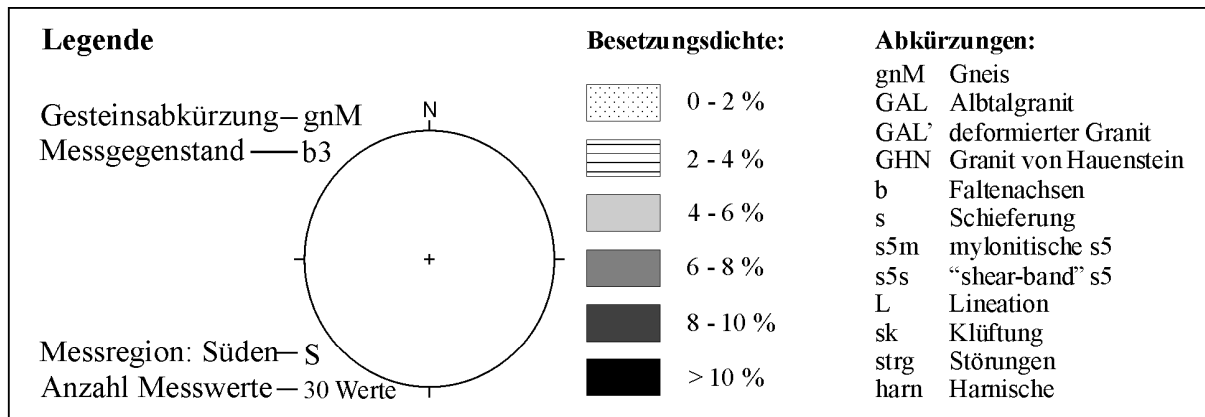
II. Flächendiagramme

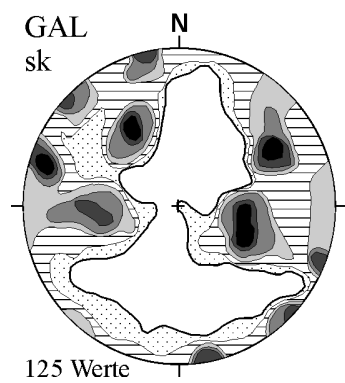
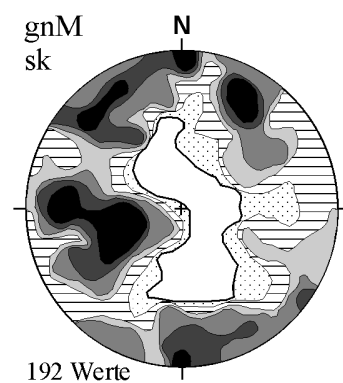
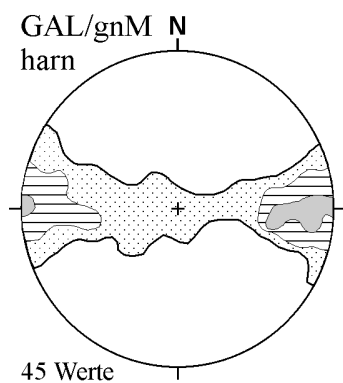
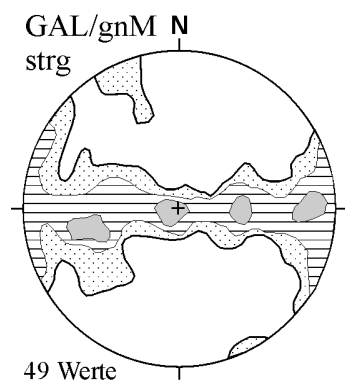
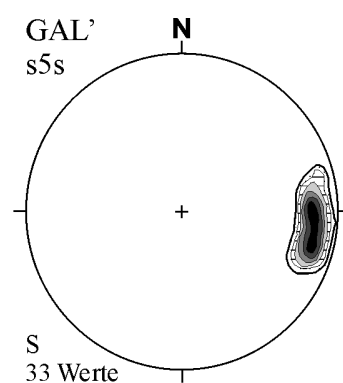
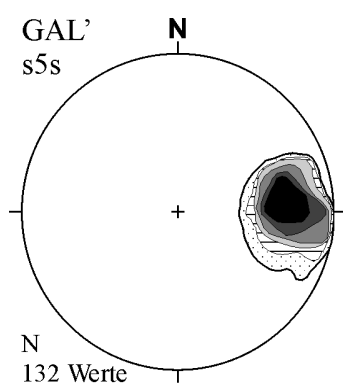
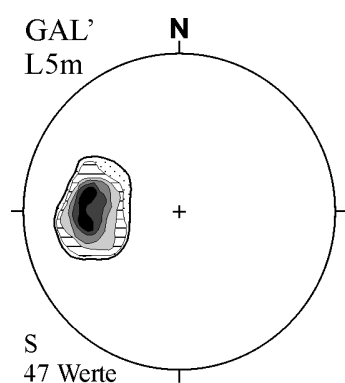
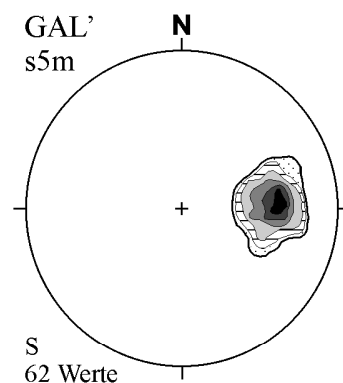
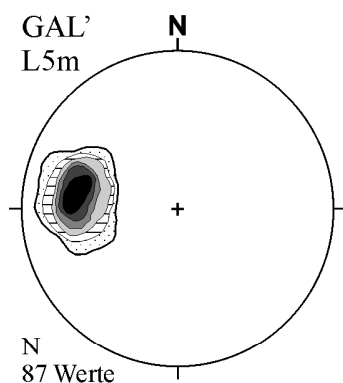
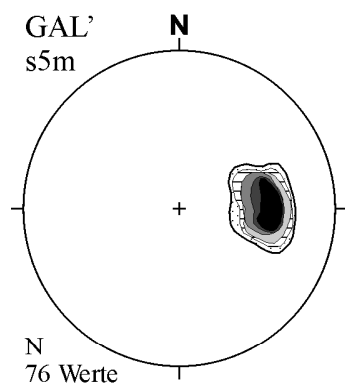
Flächendiagramme: Arbeitsgebiet Schlächtenhaus



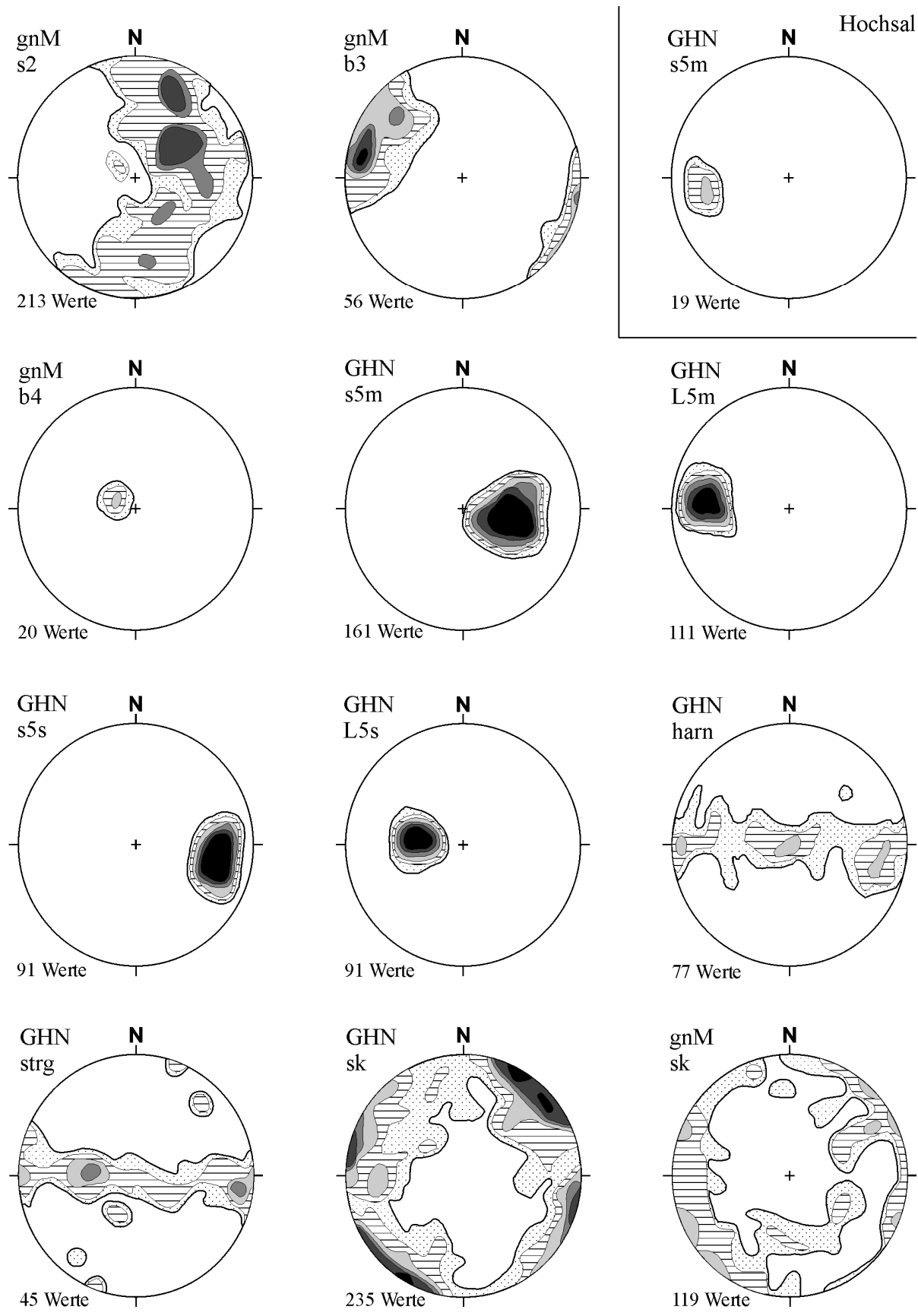


Flächendiagramme: Arbeitsgebiet Säckingen - Wehr

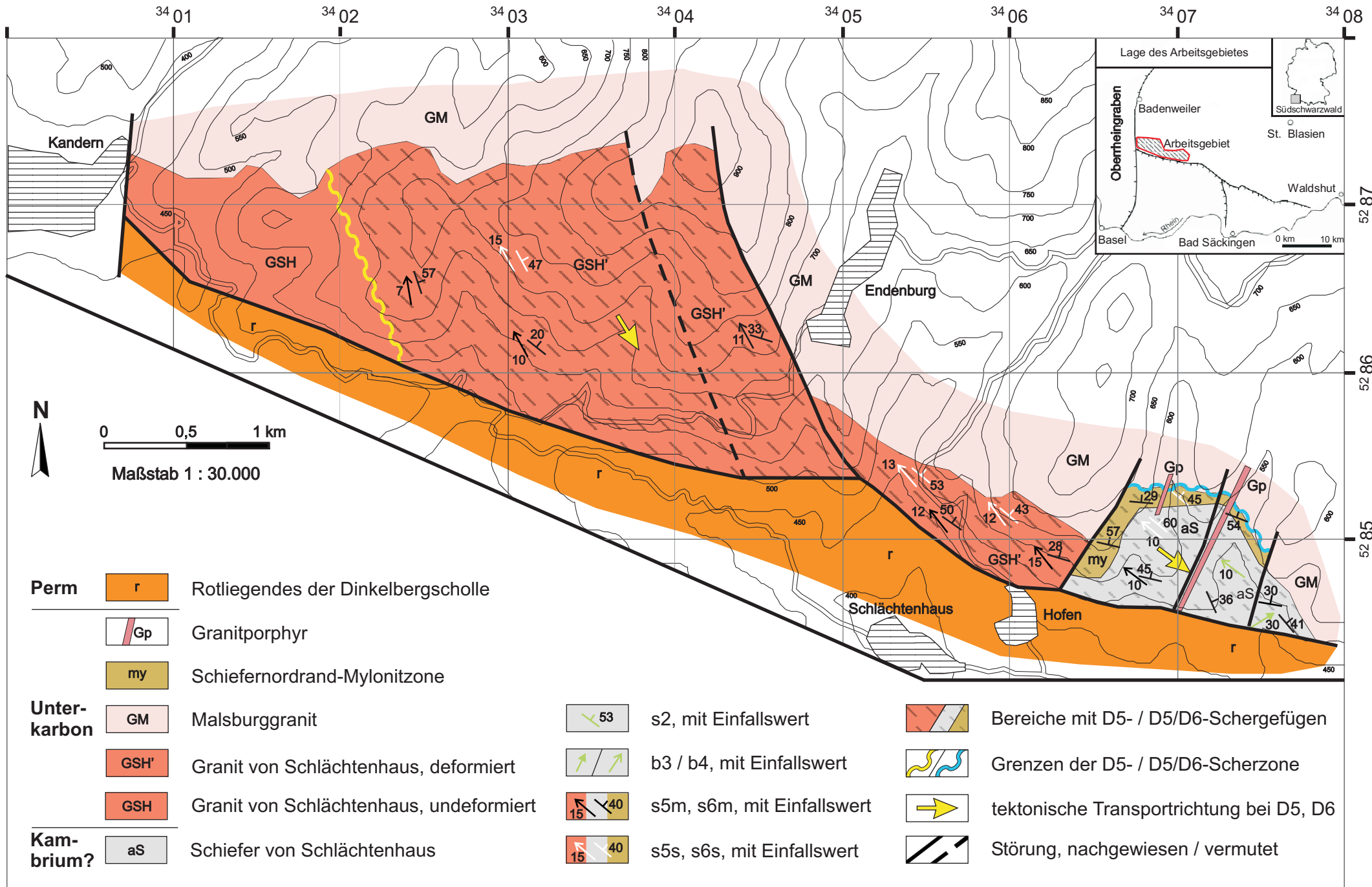




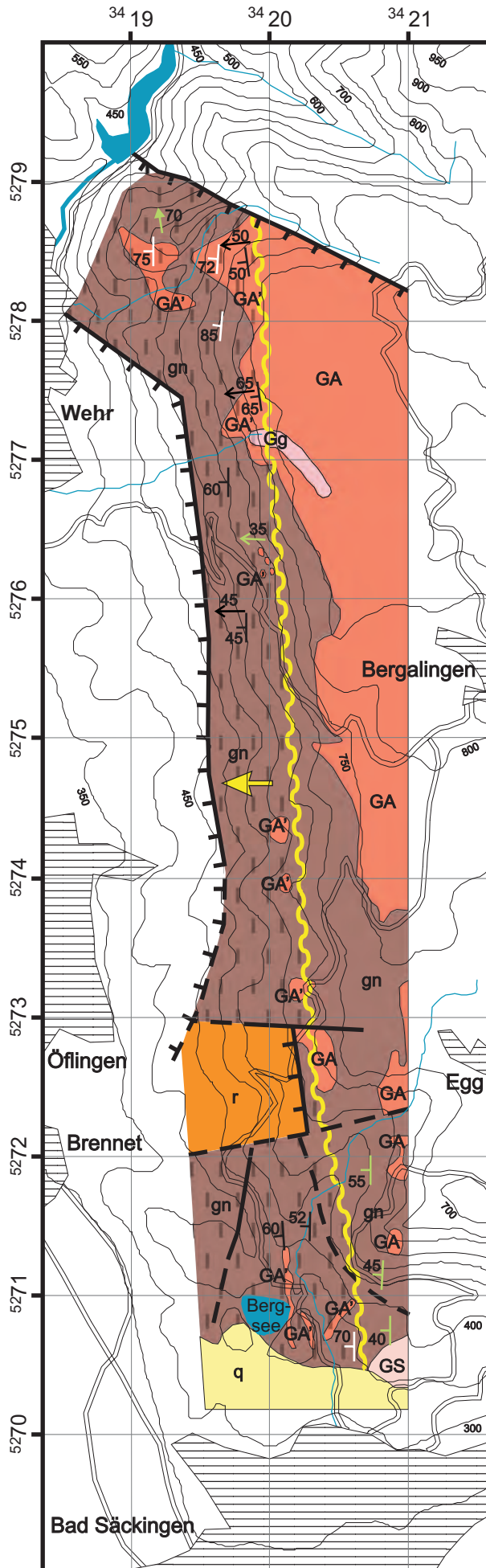
Flächendiagramme Arbeitsgebiet Hauenstein: Albruck und Murgtal (Legende s. S. 127)



Anlage 1: Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes Schlächtenhaus



Anlage 2: Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes Säckingen - Wehr

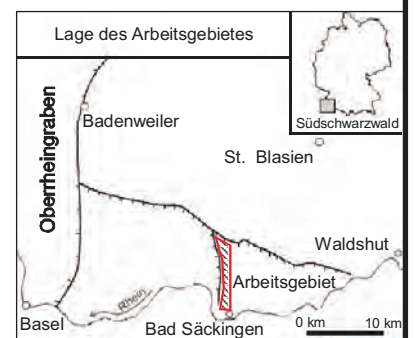


Quartär	q	Schotter und Lehm
Perm	r	Rotliegendes
	GS	Säckinger Granit
Unter- karbon	Gg	Ganggranit
	GA'	Albtalgranit, deformiert
	GA	Albtalgranit, undeformiert
Silur	gn	Paragneis

	Störung, nachgewiesen / vermutet
	Abschiebung, nachgewiesen / vermutet
	s2, mit Einfallswert
	b3 / b4, mit Einfallswert
	s5m, L5m, mit Einfallswert
	s5s mit Einfallswert
	Bereiche mit D5-Schergfugen
	E-Grenze der D5-Scherzone
	tektonische Transportrichtung bei D5



0 0,5 1 km
Maßstab 1 : 42.500



Anlage 3: Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes Hauenstein

