

Ingenieurgeologischer Problem- bereich Elbtalschiefergebirge

Schriftenreihe, Heft 1/2025



Projekt IPES:
Strukturgeologische Untersuchungen als Grundlage für die Bewertung von geogenen Naturgefahren und Instabilitätsbereichen im tieferen Untergrund

M.Sc. Lea Schulze, TU Bergakademie Freiberg

Dr. Uwe Kroner, TU Bergakademie Freiberg

Dr. Ines Görz, Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie

Projektleitung: PD Dr. Uwe Kroner - TU Bergakademie Freiberg

Wissenschaftliche Projektbearbeitung: Lea Schulze - TU Bergakademie Freiberg

Projektkoordination: Dr. Ines Görz - Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Freiberg

Studentische Hilfstätigkeiten:

Ferdinand Schaulin, Ida Hempel, Kilean Rohr, Ralf Walosik, Willy Friedrich - TU Bergakademie Freiberg

Technische Tätigkeiten:

Ronny Ziesemann & Linda Moräntz (Schleiferei und Dünnschliffherstellung) - TU Bergakademie Freiberg

Kooperierende und beratende Wissenschaftler:

Prof. Thorsten Nagel, Apl.-Prof. Bernhard Schulz - TU Bergakademie Freiberg

Dr. Sebastian Weber, Lisa Thiele - Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Freiberg

Dr. Ottomar Krentz & Christian Heine - Dr. Spang GmbH, Witten / Freiberg

Inhaltsverzeichnis

1	Abstrakt	12
2	Einführung	13
3	Geologischer Rahmen	15
3.1	Lithologischer Überblick	16
3.2	Kenntnisstand zur Tektonik des Elbtalschiefergebirges	21
4	Methodik	24
4.1	Geländearbeit und Strukturaufnahme	24
4.2	Probenpräparation und Analyse	27
4.3	Erstellung einer tektonischen Neugliederung	28
5	Tektonische Neugliederung der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone	31
5.1	Tektonische Einheiten	32
5.2	Die Komplexität der Mittelsächsischen Scherzone	33
5.3	Bruchhafte Tektonik	33
5.4	Räumliche Verteilung der gemessenen Strukturdaten	36
6	Kataster der Gesteine der tektonischen Einheiten	39
6.1	Erzgebirgischer Randbereich der Mittelsächsischen Scherzone	39
6.2	Kern der Mittelsächsischen Scherzone	42
6.2.1	Erzgebirgsmylonite	42
6.2.2	Turmalingranit der Mittelsächsischen Scherzone	47
6.2.3	Mylonite und Ultramylonite assoziiert mit dem Turmalingranit	50
6.3	Unter-grünschieferfazielle Zone	54
6.3.1	Mylonitischer Chloritgneis	54
6.3.2	Phyllite südwestlich vom Chloritgneis	58
6.3.3	Phyllite nordöstlich vom Chloritgneis	60
6.4	Schwach grünschieferfazielle Zone	63
6.4.1	Silur	63
6.4.2	Tuffit-reiche Gesteinsabfolge, Devon	64
6.5	Schwach metamorphe Zone	70
6.5.1	Silizit-reiche Gesteinsabfolge, Devon	70
6.5.2	Unterkarbonische Metasedimente	73
6.6	Hochtemperatur-Niedrigdruck (HT-LP)-metamorphe Zone	78
6.6.1	HT-LP-Einheit 1	78
6.6.2	HT-LP-Einheit 2	83
6.7	SW-Rand der Lausitz - die Weesensteiner Metasedimente	87

6.8	Synkinematische Granitoide des Meißener Massivs	88
6.9	Postkinematische Magmatite des Permokarbons	89
7	Bruchhafte Tektonik	93
7.1	Störungen.....	93
7.2	Kluftflächen	96
8	Zusammenfassung	100
8.1	Die tektonischen Einheiten der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone	100
8.2	Die tektonische Entwicklung der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone	102
8.3	Offene Fragen	103
8.4	Ausblick.....	103
	Literaturverzeichnis	104
A 1	Alterseinteilung der Gesteine.....	108
A 2	Übersicht der petrologisch-strukturgeologischen Merkmale der tektonischen Einheiten.....	110
A 3	Aufschlusspunkte.....	118
A 4	Aufschlussdokumentation.....	120
A 5	Tektonische Messwerte	128

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1:	Lage der Elbe-Zone im regionalgeologischen Rahmen verändert nach RAUCHE (1992):.....	15
Abbildung 2:	Geologische Karte des Arbeitsgebietes in der Elbtalschiefergebirge-Erzgebirge-Zone. Koordinatensystem: ETRS89/UTM Zone 33N (EPSG: 25883). Verändert nach LFULG (2018).....	18
Abbildung 3:	Topographische Karte des Arbeitsgebiets in der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone mit Probenahmepunkten. DTK100 Sachsen (GeoSN, 2024). Koordinatensystem: ETRS89/UTM Zone 33N (EPSG: 25883).....	25
Abbildung 4:	Position der Probenahmepunkte (grau) innerhalb der Lithologien der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone. Koordinatensystem: ETRS89/UTM Zone 33N (EPSG: 25883),	26
Abbildung 5:	Vorgehensweise zur Festlegung der Strain-Koordinatensysteme in den Gesteinsproben und Dünnschliffen. Oben: xyz-Strain-Koordinatensystem für foliierte Proben und Dünnschliffe.	29
Abbildung 6:	Präquartäre tektonische Karte der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone. Koordinatensystem: ETRS89/UTM Zone 33N (EPSG: 25883).....	31
Abbildung 7:	Die wichtigsten Störungen in der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone. Die bruchtektonischen Störungen trennen die tektonischen Einheiten voneinander ab.	35
Abbildung 8:	Tektonische Gliederung mit repräsentativen gemittelten Foliationswerten an Aufschlüssen in der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone.	37
Abbildung 9:	Tektonische Gliederung mit repräsentativen gemittelten Streckungslinierungen (dunkelblaue Pfeile) an Aufschlüssen in der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone.....	38
Abbildung 10:	Handstücke von unterschiedlichen Gneistypen mit verschiedenen Gefügeausprägungen im erzgebirgischen Randbereich der Mittelsächsischen Scherzone.	40
Abbildung 11:	Strukturen an Gneisaufschlüssen.	41
Abbildung 12:	Schmidtsches Netz, untere Halbkugel, mit gemittelten Foliationswerten (Linien) der Erzgebirgsgneisaufschlüsse im Scherzonenrand und flach einfallenden WSW-ENE- sowie NW-orientierten Streckungslinierungen (Punkte).	42
Abbildung 13:	Mylonitischer Biotit-Zweifeldspatgneis.	43
Abbildung 14:	Nahezu ultramylonitische Gneishandstücke.	44

Abbildung 15:	Ultramylonitischer Biotit-Zweifeldspatgneis.	45
Abbildung 16:	Schmidtsches Netz, untere Halbkugel, mit gemittelten Foliationswerten (Linien) der mylonitischen Erzgebirgsaufschlüsse und flach einfallenden WNW-ESE-orientierten Streckungslineationen (Punkte).	46
Abbildung 17:	Schmidtsches Netz, untere Halbkugel, mit gemittelten Foliationswerten (Linien) der ultramylonitischen Erzgebirgsaufschlüsse und flach einfallenden W- bis NW-orientierten Streckungslineationen (Punkte).	46
Abbildung 18:	Verschiedene Körnigkeiten des Turmalingranits am Beispiel zweier Handstücke.	48
Abbildung 19:	Am wenigsten alterierter Turmalingranit-Dünnschliff unter linear (links) und gekreuzt (rechts) polarisiertem Licht.	48
Abbildung 20:	Brekziierter und anschließend silifizierter Turmalingranit (Aufschluss 67).	49
Abbildung 21:	Kataklastischer, stark alterierter Turma-lingranit.	50
Abbildung 22:	Ultramylonitaufschluss 84 mit subhorizontalen Schnittlinearen der Foliation mit einer Klufffläche. Westklippen des Wingendorfer Baches an Straße zwischen Gersdorf und Wingendorf.	51
Abbildung 23:	Heller Mylonit mit Fältelung (Krenulation).	52
Abbildung 24:	Ultramylonit am Rand vom Turmalingranit.	53
Abbildung 25:	Links: Gemittelte Foliationswerte (Linien) der ultramylonitischen Aufschlüsse mit subhorizontal einfallenden E-W- sowie WNW-ESE-orientierten Streckungslineationen (Punkte).	54
Abbildung 26:	Mylonitischer Chloritgneis mit feinen Chloritlagen und breiteren Lagen aus Quarz-Feldspat-Mörtel sowie zerbrochenen Feldspatklasten.	56
Abbildung 27:	Spröde bis duktile Deformation in Chloritgneis-Aufschlüssen.	57
Abbildung 28:	Gemittelte Foliationswerte (Linien) der Chloritgneisaufschlüsse mit subhorizontal einfallenden E-W-orientierten Streckungslineationen (Punkte). ...	58
Abbildung 29:	Gemittelte Foliationswerte der phyllitischen Aufschlüsse südwestlich des Chloritgneises.	59
Abbildung 30:	Phyllit mit dextral gescherten Quarzmobilisaten.	60
Abbildung 31:	Phyllit mit verfalteter Quarzlage.	61
Abbildung 32:	Gestörter phyllitischer Bohrkern mit zahlreichen Abschiebungen sowie mylonitischem Gefüge im unteren Part.	62
Abbildung 33:	Gemittelte Foliationswerte der phyllitischen Aufschlüsse nordöstlich des Chloritgneises.	63

Abbildung 34:	Handstückanschnitt eines schwarzen Kiesel-schiefers auf dem Sandberg östlich von Wittgensdorf, Aufschluss 19.	64
Abbildung 35:	Grünschieferfazieller mafischer Tuffit mit Kalzitlagen- und linsen.	65
Abbildung 36:	Handstück eines grünschieferfaziellen Metabasits mit eingeregeltten dünnen, stängeligen, gelben Pyritkörnern in einer dunkelgrünen Matrix.....	66
Abbildung 37:	Phyllitischer Tonschiefer mit Karbonatlagen.	66
Abbildung 38:	Handstück eines phyllitisches Karbonatgesteins vom ehemaligen Kalkbruch bei Maxen, Aufschluss 10.	67
Abbildung 39:	xz-Anschnitt eines Handstücks aus phyllitischem Tonschiefer mit erhöhtem grünem Phyllitanteil in der oberen Hälfte und erhöhtem graphitischen Anteil in der unteren Hälfte.	67
Abbildung 40:	Handstück eines plattigen glänzenden Tonschiefers.	68
Abbildung 41:	Handstück mit einer gestörten und verfalteten Tonschiefer-Grauwacke-Wechsel-lagerung.	68
Abbildung 42:	Handstück eines plattigen, hellgrauen Kalkmarmors.	69
Abbildung 43:	Gemittelte Foliationswerte der Aufschlüsse der devonischen Tuffit-reichen Gesteinsabfolge.	69
Abbildung 44:	Leicht foliiertes Hornsteinhandstück vom Südhang des Winterleithetals, Aufschluss 42.	70
Abbildung 45:	Blick von oben auf einen harten Tonschiefer (Wetz-schiefer) mit isoklinal gefalteten Quarzadern am Nordhang des Winterleithetals, Aufschluss 41.	71
Abbildung 46:	Teils zerscherte, isoklinale SW-vergente Knick-falten in einer Hornstein-Tonschiefer-Wechsel-lagerung.	72
Abbildung 47:	Gemittelte Foliationswerte der Aufschlüsse der devonischen Silizit-reichen Gesteinsabfolge.	73
Abbildung 48:	Unterkarbonischer Aufschluss mit isoklinalem WSW-vergentem Faltenbau.	74
Abbildung 49:	Scharfer Kontakt einer Tonschiefer-Grauwacke-Wechsel-lagerung in der oberen Hälfte zum Kiesel-schiefer-Hornstein-Konglomerat in der unteren Hälfte in einem Bohrkern.....	75
Abbildung 50:	xz-Ebene einer gefalteten Tonschiefer-Grauwacke-Wechsel-lagerung im Bohrkern.	76
Abbildung 51:	Eingeregeltes Kiesel-schiefer-Hornstein-Konglomerat.....	77
Abbildung 52:	Gemittelte Foliationswerte der unterkarbonischen Aufschlüsse.	78

Abbildung 53: Handstück des granathaltigen Cordieritschiefers mit einer glimmerreichen Foliationsfläche (oben), in welcher rote Granatkristalle (unten vergrößert dargestellt) gewachsen sind.	80
Abbildung 54: Seitenanschnitt des granathaltigen Cordieritschiefers.	81
Abbildung 55: Chiasolith-Knotenschiefer.	82
Abbildung 56: Gemittelte Foliationswerte der Aufschlüsse der HT-HP-Einheit 1.	83
Abbildung 57: Epidot-Aktinolith-Schiefer, hervorgegangen aus einem mafischen Tuffit.	84
Abbildung 58: Handstück aus grobkörnigem Gabbro.	85
Abbildung 59: Handstück aus gebändertem Kalksilikatfels mit hellgrauen Karbonatlagen und dunkelgrauen Silikatlagen.	85
Abbildung 60: Handstück aus dunklem Mandelstein mit silifizierten Quarzsäumen und randlich alterierten, quarzgefüllten Drusen.	86
Abbildung 61: Gemittelte Foliationswerte der Aufschlüsse der HT-LP-Einheit 2.	86
Abbildung 62: Aufschluss der Niederseidewitzer Grauwacke mit einzelnen Knickfalten.	87
Abbildung 63: Gemittelte Foliationswerte der Aufschlüsse der Weesensteiner Metasedimente. .	88
Abbildung 64: Kluftflächen des Rhyolithaufschlusses 7 am westlichen Lockwitztalhang im Süden von Lungkwitz.	90
Abbildung 65: Rhyolithprobe mit Fluidalgefüge. Aus einem Aufschluss am westlichen Lockwitztalhang im Süden von Lungkwitz, Aufschluss 7.	91
Abbildung 66: Zwei Variationen des Granites von Markersbach in Handstücken.	91
Abbildung 67: Kluftflächen der Aufschlüsse des Granites von Markersbach.	92
Abbildung 68: Mit zahlreichen Rissen durchsetzter mylonitischer grauer Zweiglimmer-Zweifeldspatgneis innerhalb einer Kataklysezone.	95
Abbildung 69: Kataklastischer Mylonit mit Glasrissen.	96
Abbildung 70: Lage und Foliationswerte mit Streckungslineationen des Kataklyseaufschlusses.	97
Abbildung 71: Kluftstatistik des Kataklyseaufschlusses 3.	98
Abbildung 72: Strukturanalyse an den eng aneinander liegenden Chloritgneisaufschlüssen 70, 71, 72 am Westhang der Gottleuba zwischen Bad-Gottleuba und Berggießhübel.	99
Abbildung 73: Aufschlusspunkte des Projektes IPES westlich der A17. Aufschlussbeschreibung in A3.	118
Abbildung 74: Aufschlusspunkte des Projektes IPES östlich der A17. Aufschlussbeschreibung in A3.	119

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Vergleich von Datierungsaltern mit lithostratigraphisch festgelegten Altern.	108
Tabelle 2: Der erzgebirgische Randbereich der Mittelsächsischen Scherzone	110
Tabelle 3: Kern der Mittelsächsischen Scherzone	111
Tabelle 4: Unter-grünschieferfazielle Zone	112
Tabelle 5: Schwach grünschieferfazielle Zone	113
Tabelle 6: Schwach metamorphe Zone.....	114
Tabelle 7: Hochtemperatur-Niedrigdruck (HT-LP)-metamorphe-Zone	115
Tabelle 8: SW-Rand des Lausitz-Blockes	116
Tabelle 9: Synkinematische Granitoide des Meißener Massivs	116
Tabelle 10: Postkinematische Magmatite des Permokarbons.....	117
Tabelle 11: Aufschlüsse und Proben.	120
Tabelle 12: Durchschnittliche Messwerte für Streckungslineare und Foliation.....	128
Tabelle 13: Messwerte für Harnischflächen mit Harnischrillung (Linear).....	130
Tabelle 14: Kluftmessungen	131
Tabelle 15: Messwerte von Schnittlinearen von Foliation mit Klüften.	135
Tabelle 16: Messwerte für Schichtflächen.....	135
Tabelle 17: Messwerte für verfaltete Foliationsflächen.	135
Tabelle 18: Messwerte für Faltenachsen.	136
Tabelle 19: Messwerte für Bruchflächen.	136

Abkürzungsverzeichnis

Ab	Albit
Bt	Biotit
Chl	Chlorit
DB	Deutsche Bahn
EBSD	Elektronenrückstreubeugung (Electron Backscatter Diffraction)
Epi	Epidot
EPSG	European Petroleum Survey Group Geodesy
ETRS89	Europäisches Terrestrisches Referenzsystem 1989
Fsp	Feldspat
GK50	Geologische Karte im Maßstab 1:50.000
HT	Hochtemperatur (High-Temperature)
IPES	Ingenieurgeologischer Problembereich Elbtalschiefergebirge: Strukturgeologische Untersuchungen als Grundlage für die Bewertung von geogenen Naturgefahren und Instabilitätsbereichen im tieferen Untergrund
IPES2	Ingenieurgeologischer Problembereich Elbtalschiefergebirge: Strukturgeologische Untersuchungen von Erkundungsbohrungen aus dem Elbtalschiefergebirge, Untersuchung des Einflusses der Silifizierung der Gesteine
KHK	Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat
LfULG	Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie
LP	Niedrigdruck (Low-Pressure)
LT	Niedrigtemperatur (Low-Temperature)
N/E/S/W	Norden/Osten/Süden/Westen
Qz	Quarz
TUBAF	Technische Universität Bergakademie Freiberg
UTM	Universal Transverse Mercator
WL	Wechselagerung

1 Abstrakt

Aufgrund der Verformung während der variszischen Gebirgsbildung weist das Elbtalschiefergebirge einen lithologisch vielfältigen Decken- und Scherlinsenbau unterschiedlicher Deformationsgrade auf und ist von zahlreichen Störungen durchzogen. Die prominenteste ist die Mittelsächsische Störungssuite zwischen Elbtalschiefergebirge und Osterzgebirge, welche beide Seiten spröd-duktil bis spröd überprägt hat.

Eine neue strukturgeologische Bearbeitung umfasste die Geländeaufnahme des tektonischen Inventars an Aufschlüssen und eine polarisationsmikroskopische Strukturanalyse an orientiert entnommenen Proben. Als Ergebnis dieser Arbeiten präsentieren wir eine tektonische Neugliederung des Elbtalschiefergebirges. Ein umfangreiches Gesteinskataster dokumentiert die auftretenden Lithotypen. Eine neu erarbeitete tektonische Karte stellt die tektonischen Einheiten der Region vor. Aus den Gefügen konnten Aussagen über die Kinematik der Störungen und duktilen Scherzonen sowie über die tektonische Entwicklungsgeschichte der Region abgeleitet werden.

2 Einführung

Das Elbtalschiefergebirge ist von besonderer strukturgeologischer Relevanz, da es eine heterogene tektonische Architektur aufweist, die bis in die benachbarten Bereiche, den NE-Rand des Erzgebirges und den SW-Rand des Lausitzer Blocks, hineinreicht.

Aufgrund der gemeinsamen tektonischen Überprägung und Verflechtung von Gesteinseinheiten werden die Randbereiche des Erzgebirges hier stets im Zusammenhang mit dem Elbtalschiefergebirge betrachtet und das gesamte Gebiet als Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone bezeichnet.

Die Gesteinsvielfalt in dieser Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone ist sehr hoch und kann sich räumlich innerhalb weniger Meter ändern. Hinzu kommen ein dichtes Störungsnetz und das variable Auftreten tektonischer, verschieden steil einfallender Trennflächen. Geomechanische Eigenschaften der Gesteine sind daher variabel und schwer einschätzbar. Die Aufschlussverhältnisse sind nur partiell zufriedenstellend und die dreidimensionale Verbreitung der Scherlinsen ist kaum bekannt. Daher besteht die Möglichkeit, verdeckte Scherlinsen mit abweichender Gesteinszusammensetzung im Untergrund anzutreffen, die sich von der Oberflächenverteilung unterscheiden.

Eine erste geologische Einteilung des Elbtalschiefergebirges nahm PIETZSCH (1927, 1956a) vor, der von SE nach NW eine Phyllitische Einheit, eine Paläozoische Gruppe und die Weesensteiner Grauwacken-Formation aushielt und beschrieb, von denen letztere heutzutage nicht mehr dem Elbtalschiefergebirge, sondern dem SW-Rand der Lausitz zugeordnet wird. Später griffen KURZE und TRÖGER (1990) und KURZE et al. (1992) die Geologie des Elbtalschiefergebirges wieder auf und ordneten sie lithostratigraphisch festgelegten Einheiten zu. Das lithostratigraphische Konzept wurde in Analogie zum stratigraphischen Prinzip nach STENO (1669) entwickelt. Diesem Konzept zufolge wurden metamorpher Lagerbau und sedimentäre Schichtung gleichgesetzt und die Gesteinseinheiten mit Begriffen aus der Sedimentgeologie beschrieben. Deformationen wurden entweder als synsedimentäre Strukturen oder als separate Glieder der sedimentären Abfolge gedeutet und steigende Metamorphosegrade mit einer tieferen Versenkung zunehmend älterer Gesteine erklärt. Nachbarschaften von Gesteinen wurden demnach als sedimentäre Sequenzen interpretiert und Störungen sowie andere tektonische Kontakte weitgehend vernachlässigt. Anhand dieses lithostratigraphischen Konzeptes wurde der Gesteinsbestand im Elbtalschiefergebirge durch KURZE und TRÖGER (1990) sowie KURZE et al. (1992) detailliert beschrieben, in benannte Gesteinsabfolgen eingeordnet und entsprechenden lithostratigraphischen Altersgruppen zugewiesen (Anhang A 1: Tabelle 1). Während die lithologische Beschreibung und Gebietsverteilung der Gesteine und einiger Gesteinsabfolgen zur Weiterverarbeitung in diesem Projekt genutzt wurden, wurde die generelle lithostratigraphische Namensgebung nicht übernommen. Wie in anderen metamorphen Arealen des Saxo-Thuringikums besteht auch in den komplex deformierten und metamor-

phen Lithologien des Elbtalschiefergebirges kein Zusammenhang zwischen Entstehungsalter und Metamorphosegrad. So konnte ZEIDLER et al. (2004) in den lithostratigraphisch dem Ordovizium zugeordneten Phylliten der sogenannten „Blankensteiner Folge (z. B. KURZE et al. 1992)“ devonische Conodonten nachweisen (Anhang A 1: Tabelle 1). Damit ist der traditionelle Ansatz, dass alle phyllitischen Gesteine präsilurischen Alters sind (PIETZSCH 1962), widerlegt.

Ein wesentliches Merkmal des Elbtalschiefergebirges ist, wie oben erwähnt, seine komplexe Tektonik. Erste struktureologische Untersuchungen im Elbtalschiefergebirge wurden in WIEDEMANN (1958) zusammengefasst und weitergeführt. RAUCHE (1992) konzentrierte sich auf den Grenzbereich Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge und führte dort detaillierte tektonische Untersuchungen zur Mittelsächsischen Störungszone durch. Die Rolle der Winterleithe-Störung inmitten des Elbtalschiefergebirges als Überschiebungsfläche zweier verschiedener, aber gleichaltriger Ablagerungssequenzen ist in KURZE (1993) diskutiert. Bislang fehlt eine flächendeckende tektonische Systematik, welche nicht nur einzelne Teile, sondern das gesamte Elbtalschiefergebirge als auch dessen Randbereiche umfasst.

Deshalb sollte im Rahmen des Projektes "Ingenieurgeologischer Problembereich Elbtalschiefergebirge: Struktureologische Untersuchungen als Grundlage für die Bewertung von geogenen Naturgefahren und Instabilitätsbereichen im tieferen Untergrund" (IPES) eine repräsentative Sammlung aller im Untersuchungsgebiet anstehenden Lithologien und Deformationsstrukturen erfolgen sowie eine fundierte struktureologisch-tektonische Charakterisierung für die Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone durchgeführt werden. Die gesammelten Daten sollen als Grundlage für eine ingenieurgeologische Bewertung von Bau- und Infrastrukturvorhaben, für die Bewertung von Geogefahren sowie Fragestellungen der Hydrogeologie und Geothermie dienen.

Die Aufgaben beinhalteten

1. die Erfassung des tektonischen Inventars an Aufschlüssen sowie die Sammlung orientiert entnommener Proben im Gelände,
2. eine Mikrostrukturanalyse mittels Polarisationsmikroskopie,
3. die Zusammenfassung, Analyse und Interpretation aller erfassten Makro-, Meso- und Mikrogefüge und
4. die tektonische Gliederung der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone sowie deren Visualisierung in einer tektonischen Karte.

3 Geologischer Rahmen

Das Elbtalschiefergebirge bildet zusammen mit dem Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirge eine Schiefergebirgseinheit, die durch überwiegend niedrig- bis sehr niedriggradig metamorphe Gesteinsabfolgen gekennzeichnet ist. Beide Teile sind unterhalb des Döhlen-Beckens miteinander verbunden (Pietzsch 1917), welches mit permokarbonischen Sedimenten verfüllt ist. Die Schiefergebirge wurden maßgeblich durch die variszische Orogenese im Paläozoikum geprägt. Sie gehören zur Saxo-Thuringischen Zone der Europäischen Varisziden (Abbildung 1) und innerhalb dieser zur südlichen Wrench-and-Thrust-Zone (WTZ), entlang derer Krustenblöcke gegeneinander verschoben wurden (Kroner et al. 2007).

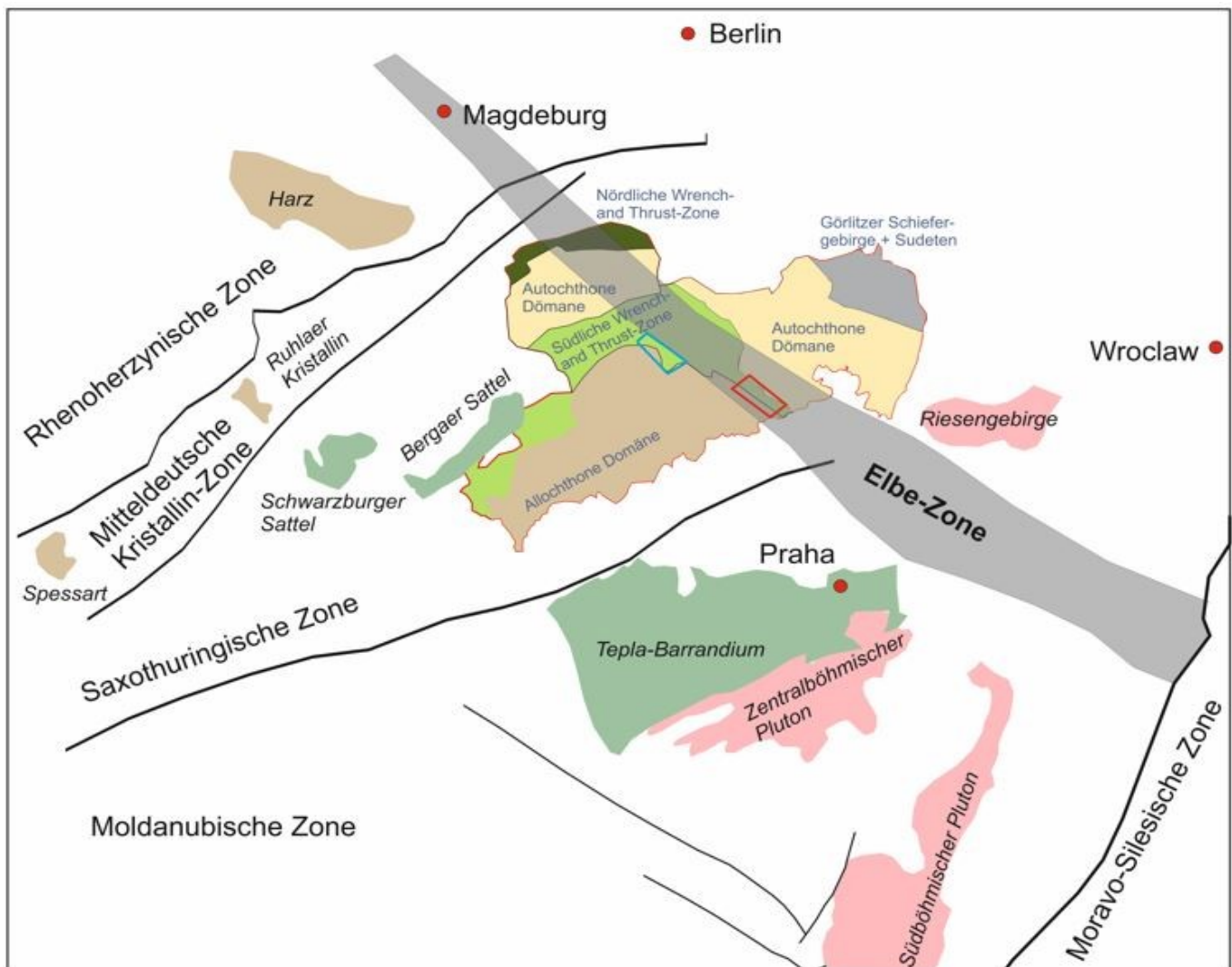


Abbildung 1: Lage der Elbe-Zone im regionalgeologischen Rahmen verändert nach RAUCHE (1992):

Beginnend bei Magdeburg nördlich des Harzes zieht sich die Elbe-Zone durch den Übergangsbereich von Lausitz-Block und Erzgebirge entlang am Nordostrand der Böhmisches Masse bis zum Moravo-Silesikum. Die Zonen des Variszikums und einige wichtige geologische Einheiten sind dargestellt. Für Sachsen im Zentrum der Abbildung ist die Domänengliederung nach KRONER et al. (2007) dargestellt.

Das Untersuchungsgebiet der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone ist rot umrahmt. Das benachbarte Nossen-Wilsdruffer-Schiefergebirge (blau umrandet) gilt als die Fortsetzung des Elbtalschiefergebirges außerhalb der Elbe-Zone. Beide Schiefergebirgseinheiten zählen zur südlichen Wrench-and-Thrust-Zone (WTZ) der Saxo-Thuringischen Zone der Europäischen Varisziden.

3.1 Lithologischer Überblick

Das Elbtalschiefergebirge trennt die mittel- bis hochgradig metamorphen Gesteine des Erzgebirges von den schwach metamorphen Gesteinen des Lausitzer Blockes. Es streicht in NW-SE-Richtung und wird im SW von der Mittelsächsischen Störungszone und im NE von der Westlausitzer Störung begrenzt. Das Elbtalschiefergebirge befindet sich innerhalb der Elbe-Zone, einer variszischen Scherzone, welche sich von nordöstlich des Harzes bei Magdeburg nach Südosten bis zum Nordostrand der Böhmisches Masse erstreckt (RAUCHE 1992). Die Elbe-Zone ist generell durch einen dextralen Schersinn und im Grenzbe- reich zwischen Lausitz und Erzgebirge/Sächsisches Granulitmassiv durch steile Metamorphosegradi- enten sowie reduzierte Metamorphoseprofile charakterisiert. Diese Eigenschaften finden sich auch im Elb- talschiefergebirge wieder. Die Gesteinseinheiten treten in NW-SE streichenden Linsen mit tektonischen Grenzen auf. Neben Blattverschiebungen kommen auch Überschiebungen und Abschiebungen vor. Der niedrigste Metamorphosegrad der deformierten Gesteine des Elbtalschiefergebirges tritt in dessen Mitte auf, während randliche Einheiten stärker überprägt sind. So können Gesteine mit Metamorpho- segraden der Amphibolitfazies und Grünschieferfazies bis hin zu völlig unmetamorphen Sedimentiten und Magmatiten senkrecht zur Streichrichtung innerhalb von 5 km durchquert werden. Überdeckt und durchzogen werden diese von nicht deformierten jüngeren Lithologien.

Von SW nach NE können folgende Gesteinseinheiten angetroffen werden (Abbildung 2):

Im SW grenzen die höhergradig metamorphen Gesteine des Erzgebirges an das Elbtalschiefergebirge an. Sie umfassen sowohl aus Magmatiten hervorgegangene Orthogneise als auch von Sedimenten ab- stammende Paragneise. Die grob- bis mittelkörnigen Orthogneise vom Rand des Lauensteiner und Frei- berger Gneiskomplexes treten als Zweifeldspatgneise, Biotit-Zweifeldspatgneise und Muskowit-Biotit- Orthogneise auf und haben ein Protolithalter von ca. 540 bis 500 Ma (vgl. KRÖNER et al. 1995; TICHOMIROWA et al. 1997, 2001, 2012; TICHOMIROWA 2003). Die mittel- bis feinkörnigen Paragneise beinhalten Biotit- und Zweiglimmergneise, Zweifeldspatgneise, Metagrauwackengneise sowie Quarzit bis Quarzschiefer und zeigen Sedimentationsalter von ca. 580 bis 540 Ma (vgl. TICHOMIROWA et al. 2001; TICHOMIROWA 2003; HAM- MER et al. 1999). Für das Peak-Metamorphosealter der Gneise werden ca. 340 Ma datiert (vgl. HALLAS et al. 2021, KRÖNER UND WILLNER 1998, SCHMÄDICKE et al. 1995, WERNER UND LIPPOLT 2000). Im Übergangsbe- reich zum Elbtalschiefergebirge sind zunehmend mylonitische bis ultramylonitische Gneise eingeschal-

tet. RAUCHE (1992) ordnete diesen Grenzbereich in das Volumen einer mehrere Hundert Meter mächtigen Scherzone ein, die sowohl die Gneise des Erzgebirges als auch die Phyllite des Elbtalschiefergebirges erfasst hat (Details s. unten).

Im Südosten dieser gebietsübergreifenden Mittelsächsischen Scherzone finden sich drei große aneinandergereihte NW-SE-orientierte Linsen aus Turmalingranit. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Untersuchungen an Einzelzir-konen dieses Granits ergaben kambro-ordovizische Intrusionsalter von 509 ± 11 Ma (GEHMLICH et al. 1996) bis 485 ± 6 Ma (GEHMLICH et al. 2000, LINNEMANN et al. 2000). Umrahmt werden die Granitlinsen von mit diesen assoziierten Myloniten, die sich nach NW als vereinzelt schmale Horizonte mit der phylliti-schen Zone des Elbtalschiefergebirges vermischen.

Diese sogenannte Phyllitische Einheit (sensu PIETZSCH 1927, 1956a) setzt sich unter dem Döhlener Be-cken bis in das Nossen-Wilsdruffer-Schiefergebirge fort. Sie besteht aus niedriggradigen Metasedimen-ten und Metamagmatiten und setzt sich zusammen aus Phylliten, Quarzphylliten, Quarziten und Meta-tuffiten, in die ein mylonitischer Chloritgneis eingeschaltet ist. Aufgrund der höheren Metamorphose im Vergleich zur sehr niedriggradigen Paläozoischen Gruppe (Ablagerungsalter Ordovizium bis Unter-karbon) und der scheinbaren Abwesenheit von Fossilien wurde die Phyllitische Einheit von PIETZSCH (1962) ins Kambroordovizium eingeordnet. Biostratigraphische Untersuchungen an Conodonten nahe des Chloritgneises bei Blankenstein im Nossen-Wilsdruffer-Schiefergebirge ergaben ein oberdevoni-sches Alter (ZEIDLER et al. 2004). Geochronologische Datierungen des Chloritgneises ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) zeigten Protolithalter von 377 ± 7 Ma bis 369 ± 5 Ma. Damit ist nachgewiesen, dass wesentliche Gesteine in der Phyllitischen Einheit im Devon entstanden sind und die Metamorphose folglich eindeutig variszisch ist. Als Eduktgestein für den Chloritgneis gaben GEHMLICH et al. (2000) einen Metarhyolith an, während ALEXOWSKY et al. (1999) von Metadaziten und Metadazittuffen ausgehen.

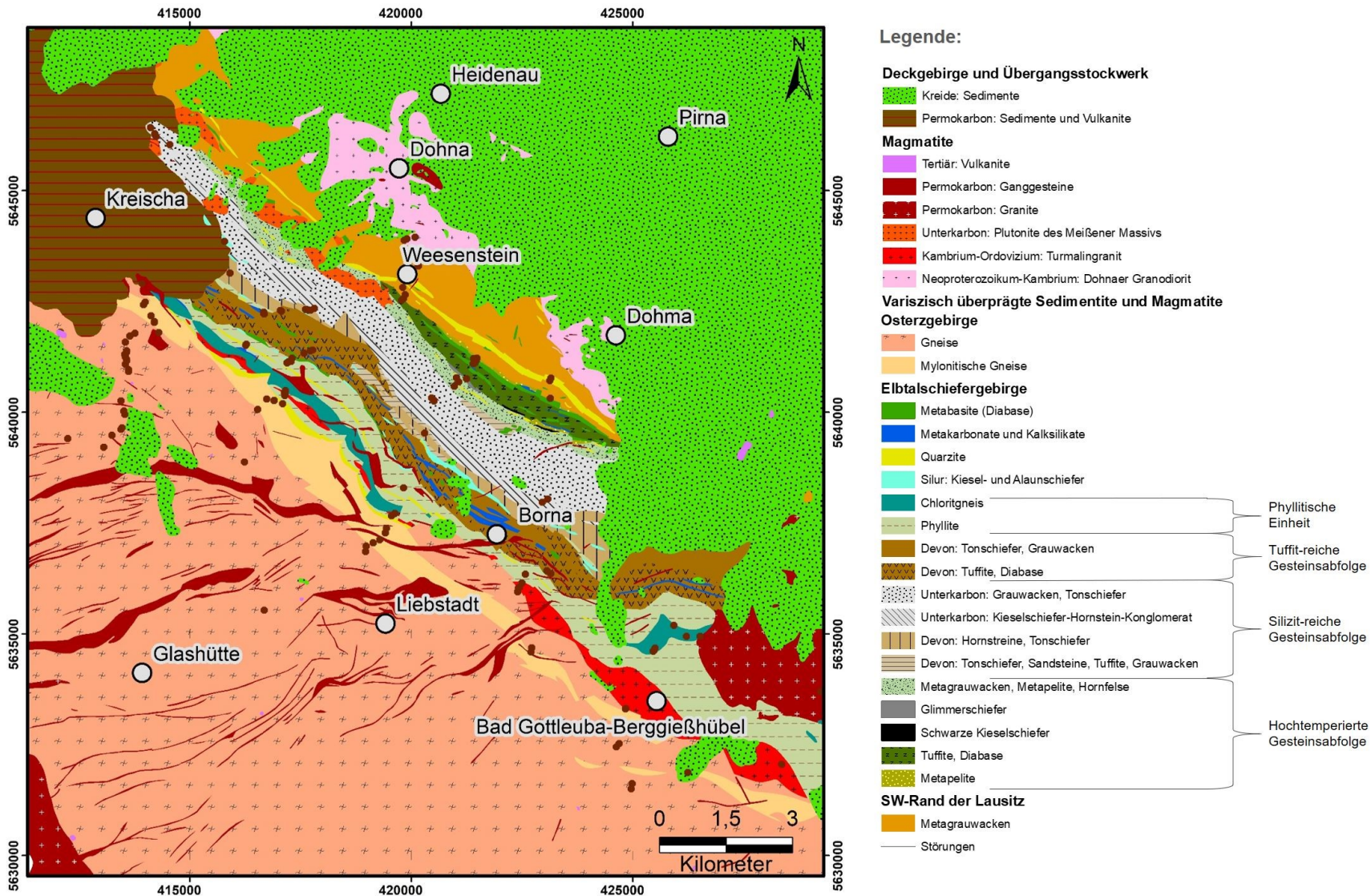


Abbildung 2: Geologische Karte des Arbeitsgebietes in der Elbtalschiefergebirge-Erzgebirge-Zone. Koordinatensystem: ETRS89/UTM Zone 33N (EPSG: 25883). Verändert nach LFULG (2018).

Die Phyllitische Einheit wird an der Maxen-Störung von der Paläozoischen Gruppe (sensu PIETZSCH 1927, 1956a) getrennt. Innerhalb dieser unterschieden KURZE und TRÖGER (1990) zwei Profiltypen, die im Weiteren als Tuffit-reiche Gesteinsabfolge (Profiltyp 1) und Silizit-reiche Gesteinsabfolge (Profiltyp 2) angesprochen werden. Die im SW der Paläozoischen Gruppe liegende Tuffit-reiche Gesteinssequenz ist metamagmatisch-metasedimentär geprägt und kann bis zu 500 m mächtig werden. Sie besteht überwiegend aus mafischen Tuffiten und enthält untergeordnet Tonschiefer, Grauwacken sowie einzelne Linsen und Horizonte von Basalten (Diabasen) und Kalklagern, weshalb sie auch als Diabas-Kalkstein-Serie bezeichnet wird (ALEXOWSKY et al. 1997, 1999). Eine oberdevonische Alterseinstufung erfolgte biostratigraphisch anhand von Conodontenfunden in den Kalklagern bei der ehemaligen Peschelmühle im Müglitztal (SCHÜTZENMEISTER 1963, KURZE et al. 1992).

Auf die Tuffit-reiche Gesteinsabfolge wurden an der Winterleithe-Störung die Lithologien der Silizit-reichen devonisch bis unterkarbonischen Gesteinssequenz überschoben (KURZE et al. 1997). Sie ist meta-sedimentär und v.a. silizitisch geprägt, weshalb ein anderer mariner Ablagerungsraum als für die Tuffit-reiche Gesteinsabfolge angenommen wird. Die Silizit-reiche Sequenz besteht aus foliierten Hornsteinen, d.h. fast vollständig aus SiO_2 bestehenden Siliziten, und geringmächtigen Tonschieferzwischenlagen, welche gemeinsam die sogenannte Hornstein-Serie bilden (ALEXOWSKY et al. 1997, 1999). Es treten zudem weitere Horizonte aus reinen Tonschiefern und untergeordnet Grauwacken auf. Mit Hilfe von Conodonten wurde für die Hornstein-Serie ein biostratigraphisches Alter vom obersten Mitteldevon (oberes Givetium) bis in das höhere Oberdevon bestimmt (FREYER & UHLIG 1963, KURZE et al. 1992). An diese devonischen Lithologien grenzt eine Gruppe foliiertes unterkarbonischer Sedimente an, welche hauptsächlich aus einer Tonschiefer-Grauwacken-Wechselagerung sowie Kieselschiefer-Hornstein-Konglomeraten bestehen. Vereinzelt können quarzitisches sowie karbonatische Bereiche auftreten.

Silurische Sedimentite treten in Linsen entlang von Störungen sowohl innerhalb der Tuffit-reichen als auch der Silizit-reichen Gesteinsabfolge auf und beinhalten dunkle Kiesel- und Alaunschiefer. Das silurische Alter wurde durch Graptolithen belegt (ALEXOWSKY et al. 1997). BLUMENSTENGEL et al. (2006) fassten in ihrer Arbeit die bis dahin bekannte Verteilung der Flora und Fauna im Silur Deutschlands zusammen. Für das „Schiefergebirge der Elbezone“ nannten sie neben Graptolithen auch Fossilienfunde an Palynomorphen, Radiolarien sowie Conodonten. Die Radiolarien sind in den Kieselgesteinen weit verbreitet und gesteinsbildend.

Die Donnerberg-Störung trennt die schwach metamorphen unterkarbonischen Gesteine im SW von den hochtemperierten klastischen Sedimentiten im NE. Letztere gingen nach ALEXOWSKY et al. (1999) aus Sublithareniten (Sandsteinen mit Gesteinsfragmenten und Feldspat), fein- bis mittelkörnigen Quarzarreniten, Tonschiefern (z.T. kohleführend) sowie feinkörnigen Grauwacken hervor und sind karbonatfrei.

Die Gesteine wurden durch eine hochtemperierte Metamorphose überprägt und in Hornfels, kohlenstoffreiche Knoten- und Fruchtschiefer mit Chiastolith (Kreuz-Andalusit), Glimmerschiefer oder schwarze Graphitquarzite umgewandelt (ALEXOWSKY et al. 1997), in die Linsen aus Quarziten und quarzischen Metagrauwacken eingeschaltet sind (LFULG 2018). ALEXOWSKY et al. (1997) teilten diese hochtemperierte metasedimentäre Folge dem Ordovizium zu, betonten jedoch, dass diese lithostratigraphische Einordnung nur unter Vorbehalt zu sehen ist. Biostratigraphische Anhaltspunkte oder geochemische Datierungen gibt es bisher nicht.

Im NE schließt sich eine weitere störungsbegrenzte hochtemperierte Gesteinsabfolge des Elbtalschiefergebirges an, die durch Metasedimente als auch Metamagmatite charakterisiert ist. Sie besteht aus Tuffiten, Basalten (Diabasen), Tonschiefern und Karbonatgesteinen, die durch hochtemperierte Metamorphose in Knoten-, Andalusit- und Glimmerschiefer sowie Marmore umgewandelt wurden. Die Abfolge weist zusätzlich hydrothermale Alterationen und grünschieferfazielle Überprägungen auf und enthält Besonderheiten wie Mandelstein (Gestein mit hydrothermal verfüllten Blasen Hohlräumen) oder Kalksilikatfels (massiges Gestein aus Kalzium- und Silikat-Mineralen). Für die zeitliche Einteilung der Gesteinsabfolge wird ein devonisches oder kambrisches Alter diskutiert (Gehmlich et al. 2000, ALEXOWSKY et al. 1997). Eindeutige Datierungen fehlen bislang.

Den Nordostrand des Elbtalschiefergebirges bildet die Weesenstein-Störung, welche einen Teilabschnitt der Westlausitzer Störung darstellt und die Grenze zu den Weesensteiner Metasedimenten aus dem SW-Rand der Lausitz repräsentiert. Diese klastischen Metasedimente bestehen vorwiegend aus proterozoisch abgelagerten Grauwacken und Grauwackenpeliten, Konglomeraten und Sandsteinen bzw. Quarziten (KURZE et al. 1992, ALEXOWSKY et al. 1997). Besonders erwähnenswert ist die Einschaltung des ca. 70 Meter mächtigen Purpurberg-Quarzites, eines morphologisch markanten langgestreckten Quarzithorizonts. Die Weesensteiner Metasedimente weisen eine leichte kontaktmetamorphe Überprägung im Umkreis des Dohnaer Granodiorits auf. PIETZSCH (1914 zit. 1962) vermutete für die Metasedimente erstmals ein präkambrisches Ablagerungsalter. Ein maximales Ablagerungsalter von 562 ± 5 Ma ermittelten LINNEMANN et al. (2018) anhand von Datierungen an dedritischen Zirkonen im Weesensteiner Diamiktit, im Purpurberg-Quarzit und in Quarzwacken. Drei Granitoidgerölle vom Diamiktit-Horizont ergaben zudem Alter von 576 ± 7 , 572 ± 2 und 566 ± 4 Ma, die das erhaltene maximale Ablagerungsalter unterstützen. Das Minimumalter der Sedimentation markiert die Intrusion des neoproterozoischen-kambrischen Dohnaer Granodiorits in die Weesensteiner Metasedimente mit Zirkondatierungen von ca. 538 Ma (GEHMLICH et al. 1997, LINNEMANN et al. 2000, LINNEMANN et al. 2018).

Die Region wird von einem schmalen, NW-SE-verlaufenden Streifen aus spätvariszischen Plutoniten durchzogen. Diese werden als granitoide Äquivalente des Meißener Massivs angesehen (ALEXOWSKY et al.

1999) und treten in Form des Hornblende-Biotit-Granodiorits von Weesenstein sowie weiterer Monzonite bis Diorite auf. KURZE et al (1998) bestimmten für den quarzführenden Hornblendemonzonit von der Steinlinde südlich Burgstädtel (Dohna) im Elbtalschiefergebirge ein Protolithalter von $333,4 \pm 7$ Ma (K-Ar). Damit ist dieses zeitgleich mit den Intrusionsaltern des Meißener Massivs nordwestlich des Untersuchungsgebietes, wo der Monzonit von NASDALA et al. (1999) auf 326 ± 6 Ma und 330 ± 5 Ma (SHRIMP U-Pb) datiert wurde. HOFMANN et al. (2009) erhielten Intrusionsalter von 334 ± 3 Ma.

Diskordant auf diese metamorphe Gesteinssuite aufgelagert sind undeformierte oberkarbonische und permische Sedimente des Döhlen-Beckens sowie Kreidesedimente, die insbesondere im Südosten von der Lausitz aus das Elbtalschiefergebirge bedecken. Zudem durchschlagen am Rand zum Erzgebirge zahlreiche Rhyolithgänge die deformierten Einheiten oder verlaufen parallel zu diesen. Sie sind Teil des Sayda-Berggießhübeler Gangschwarms, von dem zwei Gänge mit 314 Ma bzw. 311 Ma (U-Pb) datiert wurden (TICHOMIROVA et al. 2022). Im Südosten wird das Elbtalschiefergebirge vom spät-unterkarbonischen Markersbach-Granit abgeschnitten und kontaktmetamorph überprägt. Er wurde auf 327 ± 4 Ma (U-Pb, HOFMANN et al. 2009) datiert.

3.2 Kenntnisstand zur Tektonik des Elbtalschiefergebirges

Das Elbtalschiefergebirge bildet zusammen mit dem Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirge eine Schiefergebirgseinheit, welche der Wrench-and-Thrust-Zone (WTZ) zugeordnet wird. Im Gegensatz zu den marinen Ablagerungen der Autochthonen Domäne des Saxo-Thuringikums (z. B. Südostflanke des Schwarzbunger Sattels) ist die WTZ durch ausgeprägten submarinen oberdevonischen Magmatismus gekennzeichnet, der auf eine langanhaltende frühpaläozoische Sedimentation im Bereich des Peri-Gondwana Schelfs folgte. Eine diskordante Auflagerung von ca. 340 Ma alten synorogenen Sedimenten auf deformiertem und exhumiertem Paläozoikum belegt für die WTZ eine ältere erste Deformation im Vergleich zur Autochthonen Domäne, welche erst bei ca. 330 Ma deformiert wird (Hahn et al. 2010). Rb-Sr-Alter an Muskoviten von Phylliten des Äußeren Schiefermantels bei Wolkenburg von $348,6 \pm 3,5$ und $349,4 \pm 3,5$ Ma (Rötzler und Romer 2010) weisen eine Regionalmetamorphose der WTZ zu dieser Zeit nach. Währenddessen erfolgte noch eine kontinuierliche Sedimentation in der Autochthonen Domäne, die bis ins Späte Visé anhielt. Die Elbe-Zone, entlang derer die genetisch sehr verschiedenen Krustenblöcke des Erzgebirges und der Lausitz aneinander verschoben wurden, ist eine spätvariszische NW-SE-gerichtete dextrale Strike-Slip-Zone und überprägte den Teil der WTZ, welcher heute als Elbtalschiefergebirge bekannt ist.

Wiedemann (1958) fasste den damaligen Kenntnisstand zur Tektonik des Elbtalschiefergebirges zusammen und führte weitere Untersuchungen durch. Die Tektonik des Grundgebirges des Elbtalschieferge-

birges wurde primär als eine Folge der variszischen Orogenese angesehen (Pietzsch 1927, 1956b; Wiedemann 1958) und das Umbiegen der Lithologien in NW-SE-Richtung auf eine annähernd horizontale NW-SE-Bewegung (d.h. Strike-Slip) als letzten wirksamen tektonischen Akt zurückgeführt (vgl. Pietzsch 1927, Stenzel 1924). Wie oben bereits erwähnt, wird das Elbtalschiefergebirge in eine Phyllitische Einheit, eine Paläozoische Gruppe und die Weesensteiner Grauwackenformation unterteilt (Pietzsch 1927, 1956a), von denen letztere heutzutage nicht mehr dem Elbtalschiefergebirge, sondern dem SW-Rand der Lausitz zugeordnet wird. Im Elbtalschiefergebirge wurde ein generelles NW-SE-Streichen der Lithologien mit steilem Einfallen nach NE und einer subhorizontalen NW-SE-gerichteten Lineation dokumentiert. Eine Ausnahme bildet die Region bei Bad Gottleuba-Berggießhübel, wo die Gesteine der Phyllitischen Einheit ENE bis NE streichen und flacher geneigt sein können. Die entsprechenden Lineationen sind überwiegend E-W-orientiert (Wiedemann 1958). Innerhalb der Paläozoischen Gruppe treten SW-vergente isoklinale Falten auf und an der mittig liegenden Winterleithe-Störung (Kurze et al. 1993) wurden zwei verschiedene, aber gleichaltrige Ablagerungsprofile übereinander geschoben. Das gesamte Gebiet ist zudem durch einen ausgeprägten Schuppenbau gekennzeichnet, welcher von zahlreichen vorwiegend NW-SE-streichenden Störungen durchzogen wird (Pietzsch 1917, Engert 1956). Die Grenze zum Erzgebirge wird als Mittelsächsische Überschiebung bezeichnet und als Abscherungsfläche angesehen. Die Abscherung führte nach Wiedemann (1958) im Randbereich zu einer Mylonitisierung. Pietzsch (1927) fasst das subhorizontale Einfallen der noch als Striemung bezeichneten Lineationen als Folge einer NW-SE-gerichteten Horizontalverschiebung auf, welche alle vorigen Bewegungsindikatoren überprägt hat. Versetzt wird die Mittelsächsische Störung von NE-SW-streichenden Verwerfungen, die häufig von postkinematischen Porphyrgängen (d.h. Rhyolith-Gängen) als Aufstiegskanäle genutzt wurden.

Im tektonischen Modell zur Entstehung der Mittelsächsischen Störung (Rauche 1992), werden alle Deformationen spät- bis postvariszischen Prozessen zugeordnet. Demnach bildet die Mittelsächsische Störung keine diskrete Fläche, sondern wird durch eine mehrere hundert Meter mächtige Scherzone charakterisiert, welche sich zwischen den höhergradig metamorphen Gneisen und niedriggradig metamorphen Phylliten ausgebildet hat. Die duktile bis spröd-duktilen Scherung ist hauptsächlich durch dextralen Strike-Slip charakterisiert und wird mit der spätvariszischen Exhumierung des Erzgebirges in die Oberkruste erklärt. Für die zeitliche Einordnung der Ereignisse stützte sich der Autor auf das Strukturinventar der entsprechenden Gesteine und kombinierte diese mit eigens aufgenommenen K-Ar-Altern. Da diese geochronologische Methode zur Datierung von Deformationsereignissen als mittlerweile nicht mehr vertrauenswürdig gilt, können die Alter nur als grobe Anhaltspunkte dienen (u.a. McDougal & Harrison 1999, Kelley 2002, Schaen et al. 2020). Drei wesentliche Deformationsphasen wurden somit

von Rauche (1992) erarbeitet: Duktiler schräger Strike-Slip vor 320 Ma, SW-gerichtete Überschiebungstektonik im Elbtalschiefergebirge bei 300 Ma sowie spröder schräger Strike-Slip vor 290 Ma. Für den Zeitraum zwischen 320 und 290 Ma ging der Autor von einem regionalen Transtensionsregime aus, welches die Hebung der Kristallinblöcke und Platznahme kleinerer Granitkörper in die Mittelsächsische Scherzone initiierte.

4 Methodik

4.1 Geländearbeit und Strukturaufnahme

Ziel war es, möglichst alle Gesteinstypen der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone zu erfassen und deren verschiedenen Subgruppen mindestens eine orientierte Gesteinsprobe zu entnehmen sowie geeignete Aufschlüsse bezüglich ihres tektonischen Inventars (Foliation, Streckungslineationen, Klüfte, Falten, etc.) zu untersuchen.

Insgesamt wurden an 129 Aufschlüssen (Abbildung 3, Anhang A 3: Abbildung 73 und Abbildung 74, Anhang A 4: Tabelle 11), die sich vom Lockwitztal im NW des Untersuchungsgebietes nördlich von Kreischa über mehrere Täler und Berge bis zum Bahratal im SE nördlich von Markersbach verteilen, 750 tektonische Messungen (Anhang A 5: Tabelle 12 bis Tabelle 19) durchgeführt und 150 Proben (Anhang A 4, Tabelle 11) entnommen. Dabei konnte der Hauptanteil der vielfältigen Lithologien der Osterzgebirge-Elbtalschiefergebirge-Zone beprobt werden, wie in Abbildung 4 dargestellt ist.

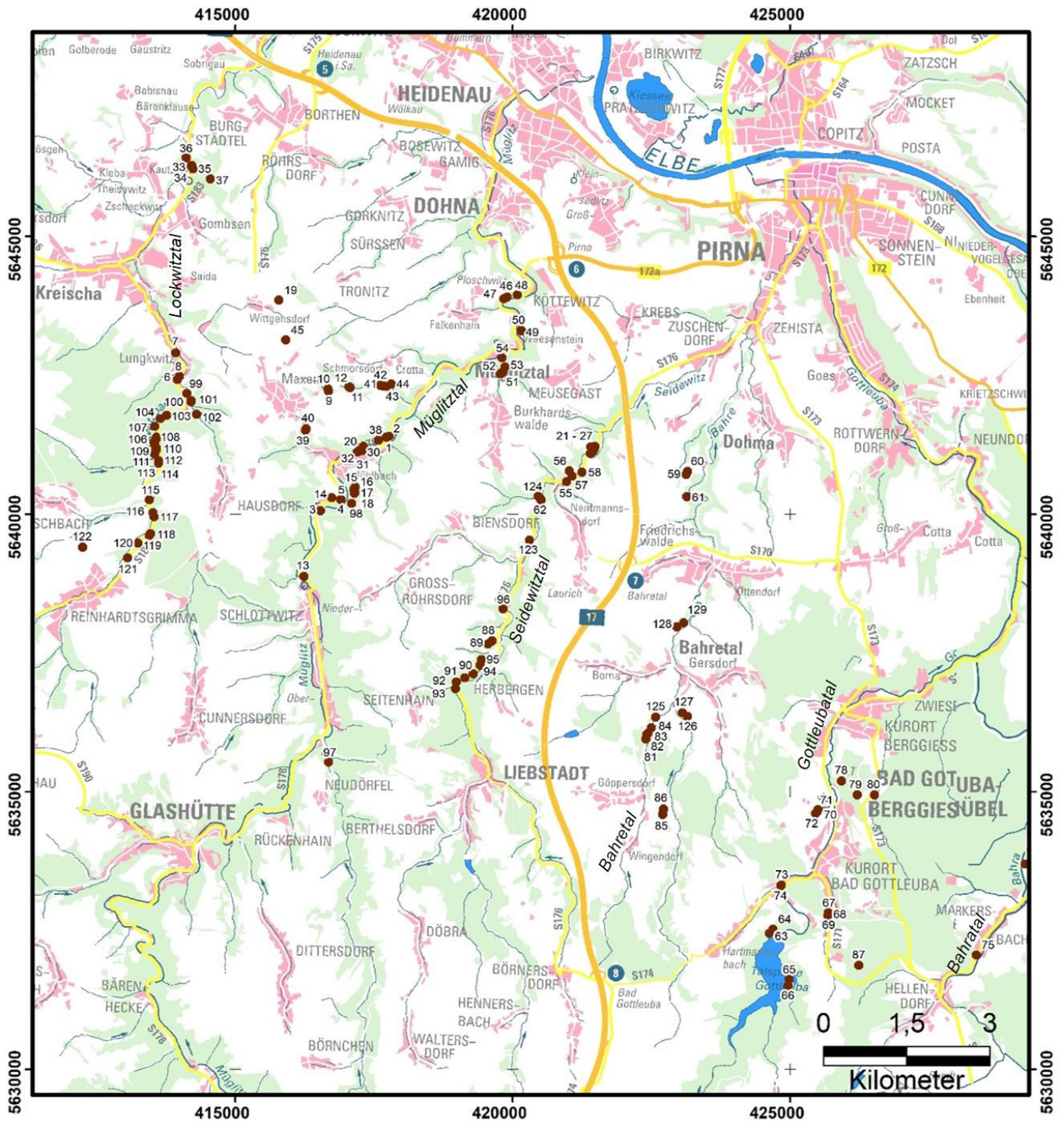


Abbildung 3: Topographische Karte des Arbeitsgebiets in der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone mit Probenahmepunkten. DTK100 Sachsen (GeoSN, 2024). Koordinatensystem: ETRS89/UTM Zone 33N (EPSG: 25883).

Detaillierte Karten mit den Aufschlusspunkten finden sich in Anhang A 3.

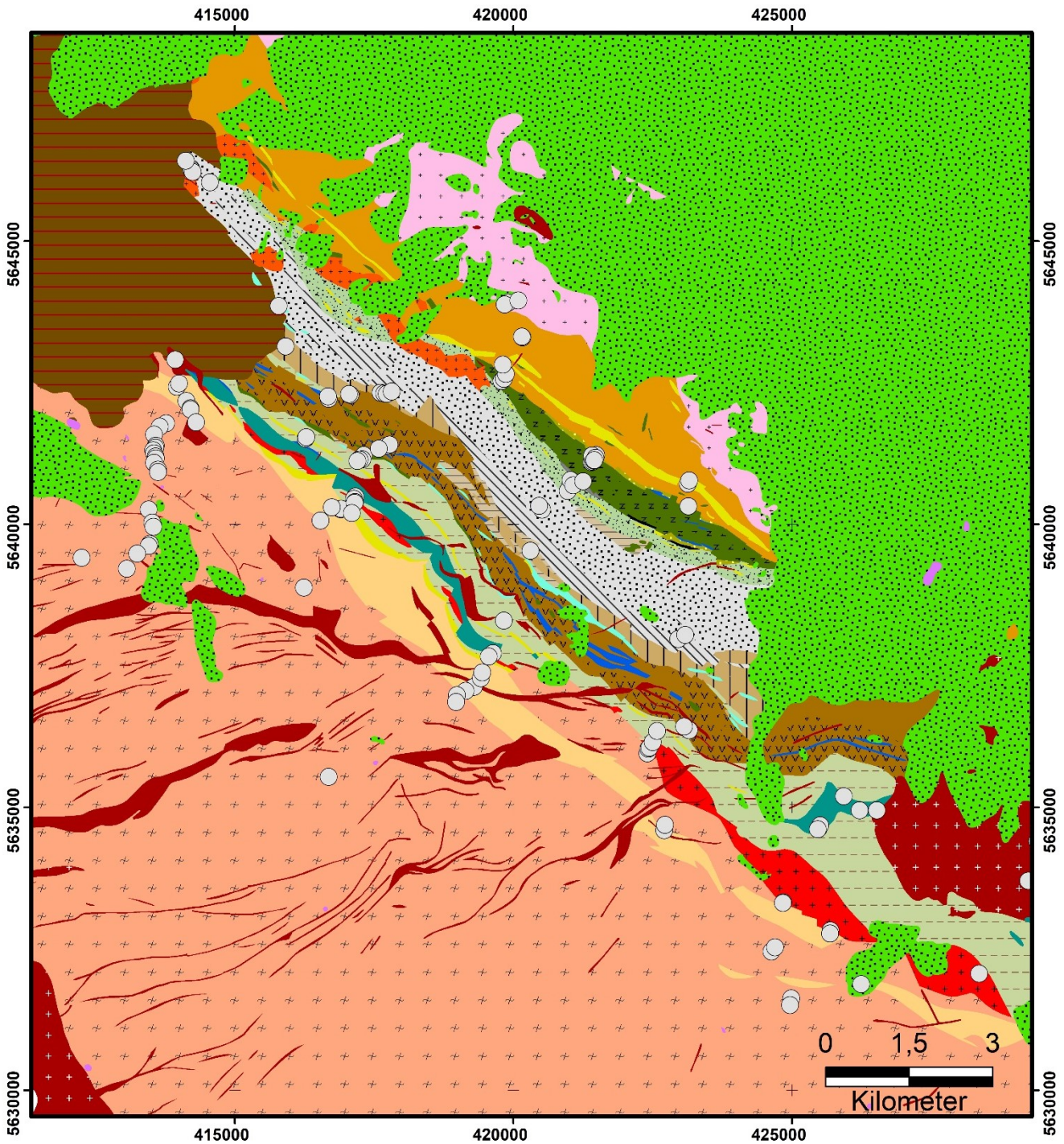


Abbildung 4: Position der Probenahmepunkte (grau) innerhalb der Lithologien der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone. Koordinatensystem: ETRS89/UTM Zone 33N (EPSG: 25883),
 Legende in Abbildung 2. Verändert nach LfULG (2018).

4.2 Probenpräparation und Analyse

Jedes Gesteinshandstück wurde mit dem Geologenkompass eingemessen und mit einer Markierung, die Einfallsrichtung und -winkel angibt, versehen. So kann es später in seine Ausgangslage im geographischen Koordinatensystem zurückorientiert und weitere Flächen, wie z. B. Foliation oder Scherbänder, richtungsgetreu bestimmt werden (Abbildung 5).

Soweit eine Foliation vorhanden war, wurden die Proben nach dem orthogonalen xyz-Strain-Koordinatensystem geschnitten, wobei jeder Achse ein positives und negatives Vorzeichen nach der Rechten-Hand-Regel zugeordnet wurde (Abbildung 5):

- x ist die Achse der größten Mineralstreckung (= Streckungslineation)
- z ist die Achse der größten Einengung
- die Strainachse y liegt dazwischen und kann einen gestreckten oder eingengten Charakter aufweisen

Die x-Achse streicht in den meisten Gesteinsproben subhorizontal von NW-SE über E-W bis NE-SW. Daher wurde festgelegt, dass das positive Vorzeichen, d.h. +x, stets nach SSE über E bis N gerichtet ist, während -x nach NNW über W bis S zeigt. Die entsprechenden Vorzeichen der y-Achsen und z-Achsen ergeben sich dann nach der Rechten-Hand-Regel und dem Einfallen der Foliation. So kann für spätere Schersinnanalysen eine eindeutige Richtung (dextral oder sinistral) bestimmt werden.

Bei Proben mit richtungslosem Gefüge erfolgten die Schnitte analog in einem I-II-III-Koordinatensystem (Abbildung 5 unten), bei dem +I nach SSE über E bis N zeigt. An Gesteinsstücken, wo nur eine Strainachse (x, y oder z) sicher eingeordnet werden konnte, wurden die nicht bestimmten Achsen ebenfalls mit I, II oder III bezeichnet.

Nach Bestimmung des Koordinatensystems wurden repräsentative Gesteinsproben zur Weiterverarbeitung ausgesucht. Foliierte Handstücke wurden entlang ihrer xz- und yz-Ebene geschnitten, richtungslose Proben entlang aller drei Ebenen. Nach Einmessung der Schnittflächen erfolgte an ihnen eine makroskopische Bestimmung des Gefüges und Mineralbestandes.

Ausgewählte geschnittene Proben wurden anschließend zu Dünnschliffen weiterverarbeitet, die Orientierung der Schnittflächen wurde übernommen (Abbildung 5 oben). Dabei war wichtig, dass je nach Lage des Dünnschliffes +x und +y (bzw. +I und +II) auf dem Etikett immer nach rechts bzw. unten zeigen, während +z (bzw. +III) stets nach rechts oder oben gerichtet ist. Dies diente zum einen der Einheitlichkeit, zum anderen könnte es sonst zu einer Verdrehung des Schersinns im Dünnschliffbild kommen.

Im Anschluss wurden die angefertigten Gesteinsdünnschliffe auf ihre Mikrostrukturen und ihren genauen Mineralbestand unter dem Polarisationsmikroskop untersucht.

Eine geochemische Untersuchung erfolgte an einer granathaltigen Cordieritschiefer-Probe mithilfe der Elektronenstrahlmikrosonde. Durch sie wurde der Elementgehalt in den dort vorkommenden Mineralen bestimmt, wobei besonderes Augenmerk auf die Granate gelegt wurde, um potentielle Aussagen auf deren Genese zu erhalten.

4.3 Erstellung einer tektonischen Neugliederung

Aufgrund der gesammelten Ergebnisse der Makro-, Meso- und Mikrogefüge wurden die Gesteine in charakteristischen tektonischen Einheiten zusammengefasst und in einer tektonischen Karte der Elbtal-schiefergebirge-Osterzgebirge-Zone visualisiert. Als Grundlage für diese Karte dienten die vorhandenen Polygone (Lithologien) und Linien (Störungen) aus der vom Sächsischen Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie bereitgestellten Vektorkarte "GK50 Blatt L5148 Pirna" (LFULG 2018), die neu attribuiert wurden.

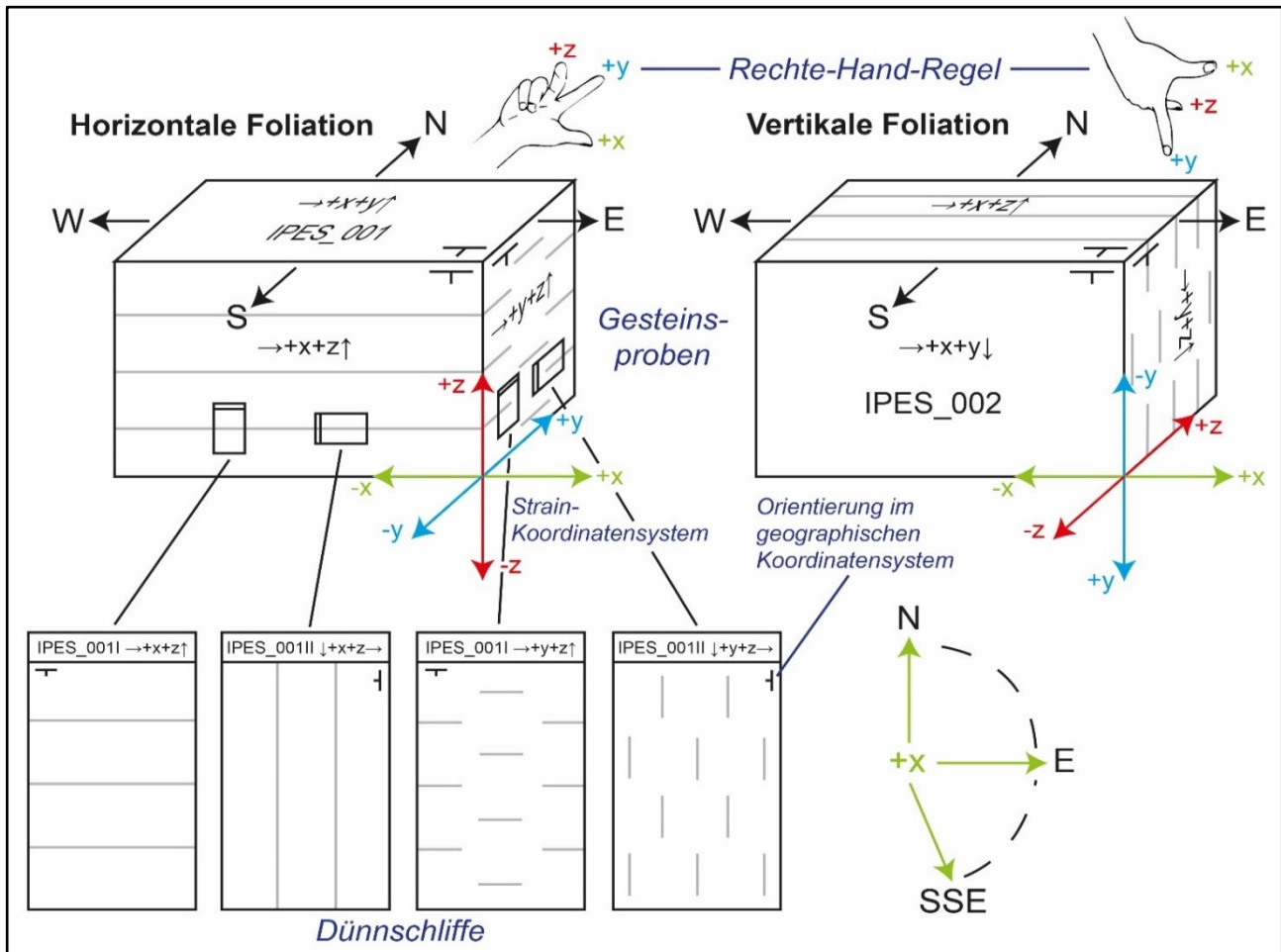


Abbildung 5: Vorgehensweise zur Festlegung der Strain-Koordinatensysteme in den Gesteinsproben und Dünnschliffe. Oben: xyz-Strain-Koordinatensystem für foliierte Proben und Dünnschliffe.

Unten: Analoges I-II-III-Koordinatensystem für Proben mit richtungslosem Gefüge. Die Achsen der Strain-Koordinatensysteme erhalten je ein positives und negatives Vorzeichen zur eindeutigen Richtungsbestimmung. $+x$, die Achse der größten Streckung, bzw. $+I$ zeigen immer nach SSE über E bis N. Die restlichen Richtungen werden dann anhand der Rechten-Hand-Regel und der Foliation festgelegt.

Bei richtungslosen Gefügen wird analog zur vertikalen Foliation verfahren. Jede Schnittfläche der Proben wird im geographischen Koordinatensystem vermessen und mit einem Orientierungszeichen versehen. Diese Orientierungen als auch die Strainkoordinaten werden auf die gefertigten Dünnschliffe übertragen. +x bzw. +I und +y bzw. +II auf den Dünnschliffetiketten sollen immer nach rechts bzw. unten zeigen, +z bzw. +III deuten immer nach rechts oder oben. So werden Schersinnverdrehungen vermieden.

5 Tektonische Neugliederung der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone

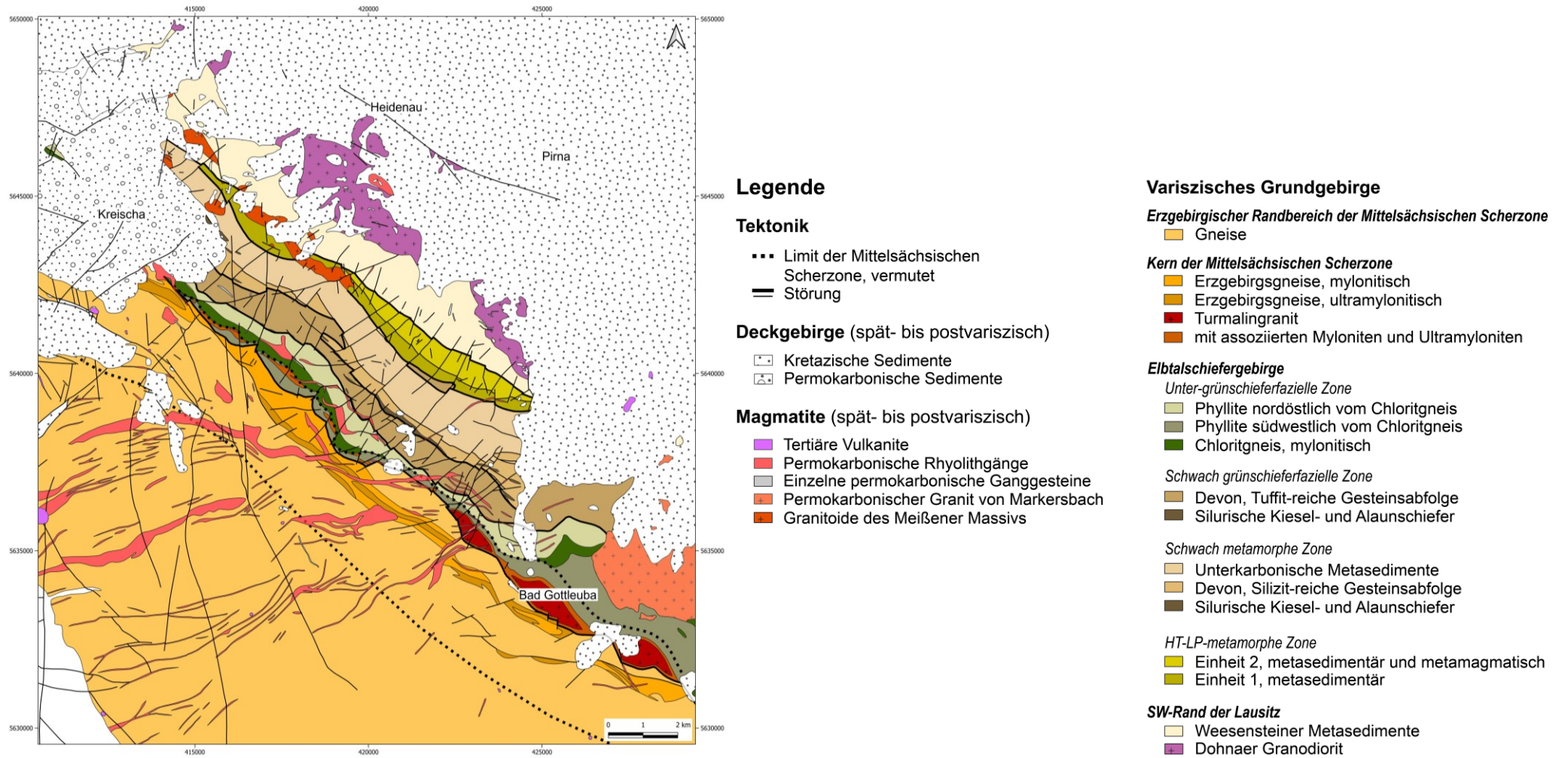


Abbildung 6: Präquartäre tektonische Karte der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone. Koordinatensystem: ETRS89/UTM Zone 33N (EPSG: 25883). Verändert nach LfULG (2018).

5.1 Tektonische Einheiten

Auf Grundlage der gesammelten strukturgeologischen Daten an Aufschlüssen, Gesteinsproben und Dünnschliffen wurde eine tektonische Neugliederung der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone (Abbildung 6) vom Erzgebirge über das Elbtalschiefergebirge bis zum Westrand des Lausitz-Blocks vorgenommen. Sieben übergeordnete deformierte Einheiten, die sich in ihren strukturellen Eigenschaften und tektonischer Genese unterscheiden, konnten von SW nach NE ausgehalten werden:

- der erzgebirgische Randbereich der Mittelsächsischen Scherzone mit gescherten Gneislinsen
- der mylonitische Scherzonenkern der Mittelsächsischen Scherzone als Übergangsbereich vom Erzgebirge in das Elbtalschiefergebirge mit mylonitischen und ultramylonitischen Gneisen und dem Turmalingranit
- die Unter-grünschieferfazielle Zone mit Phylliten und dem mylonitischen Chloritgneis des Elbtalschiefergebirges
- die Schwach grünschieferfazielle Zone mit Gesteinen des Silurs und Tuffit-reichen devonischen Gesteinen des Elbtalschiefergebirges
- die Schwach metamorphe Zone mit Gesteinen des Silurs, Silizit-reichen devonischen Gesteinen und unterkarbonischen Metasedimenten des Elbtalschiefergebirges
- die Hochtemperatur-Niedrigdruck (HT-LP) -metamorphe Zone des Elbtalschiefergebirges
- der SW-Rand des Lausitz-Blockes mit den Weesensteiner Metasedimenten und dem Dohnaer Granodiorit

Hinzu kommen zwei Gruppen von Magmatiten (synkinematisch und postkinematisch), welche an die deformierten Einheiten der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone subparallel angrenzen bzw. diese durchqueren:

- die synkinematischen Granitoide des Meißener Massivs
- die postkinematischen Vulkanitgänge und Plutonite des Permokarbons

Die tektonischen Einheiten sind nicht gleichmäßig im Untersuchungsgebiet verteilt. Silurische Kiesel- und Alaunschiefer sind beispielsweise meist als vereinzelt auftretende Linsen in devonische bis unterkarbonische Lithologien eingeschert. Die hellen, mit dem Turmalingranit assoziierten Mylonite reißen in ihrer Verlängerung nach NW mehrmals ab und grenzen manchmal an den Chloritgneis, manchmal an Phyllite oder an Erzgebirgsgneise.

Die Einheiten sind zudem nicht immer klar voneinander abgegrenzt. So können sich innerhalb des Volumens der Mittelsächsischen Scherzone auf erzgebirgischer Seite verschiedengradige Mylonite mit nichtmylonitischen Gneislinsen verweben oder ineinander übergehen.

5.2 Die Komplexität der Mittelsächsischen Scherzone

Die Mittelsächsische Scherzone ist eine breite spröd-duktiler Störungszone, welche mittel- bis hochgradig metamorphe Gneise des Erzgebirges als auch niedriggradig metamorphe Lithologien des Elbtalschiefergebirges überprägt hat. Ihr lithologischer Aufbau ist von eingescherten Gesteinslinsen und -horizonten bestimmt. So sind im erzgebirgischen Scherzonenrand vereinzelte mylonitische Zonen eingeschaltet. Und die hellen, mit dem Turmalingranit assoziierten Mylonite liegen teils inmitten von Phylliten. Aufgrund der räumlichen Relation zum Turmalingranit und wegen abweichender struktureller Eigenschaften werden diese Phyllite südwestlich des Chloritgneises noch dem vermuteten unmittelbaren Volumen der Mittelsächsischen Scherzone zugeordnet. Der Chloritgneis weist ein ähnliches mylonitisches Erscheinungsbild auf wie die mylonitischen Erzgebirgsgneise. Aber da er Bestandteil der Lithologien des Elbtalschiefergebirges ist, wurde er als Extraeinheit aufgeführt.

Der lithologische Bau der Mittelsächsischen Scherzone weist aufgrund der räumlichen Variation eine hohe Komplexität auf. Dies gilt auch für die strukturellen Eigenschaften. So treten zwei Gruppen von Streckungslineationen auf, die nicht unbedingt eine einfache dextrale NW-SE-Scherung, die für die spätvariszische Elbe-Zone typisch war, repräsentieren müssen, sondern auf einen mehrphasigen Prozess hinweisen können.

Der vermutete SW-Rand des Mittelsächsischen Scherzonenvolumens wurde anhand von Trends in den Strukturwerten, umbiegenden Lithologien sowie eingeschalteten Erzgebirgsmyloniten bestimmt, während der NW-Rand generell den südwestlich vom Chloritgneis gelegenen Phylliten entspricht. Eine Ausnahme bildet der SE des Untersuchungsgebietes, wo die Phyllite am Granit von Markersbach umbiegen, während sich die Turmalingranitlinsen, die als Teil des Scherzonenkerns gelten, gerade nach SE weiterverlaufen. Daher und mangels weiterer Restriktionen wird der NW-Rand des Scherzonenvolumens dort parallel zum Turmalingranit weitergeführt.

5.3 Bruchhafte Tektonik

Das bruchtektonische Störungsnetz erstreckt sich über die gesamte Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone und wird dominiert von NE-SW-, NW-SE- sowie N-S-streichenden Verwerfungen. Ihre Skalierungen reichen von schon im Kartenbild sichtbaren Versätzen mit mehreren 10er bis 100er Metern bis hin zu Mikroversätzen, die nur im Dünnschliff erkennbar sind. Strike-Slip-Störungen sind weit im Unter-

suchungsgebiet verbreitet und konnten besonders gut in der Strukturanalyse einer Kataklysezone visualisiert werden. Abschiebungen konnten im Gelände kaum beobachtet werden, traten jedoch in den Proben des Elbtalschiefergebirges auf. Die Hauptstörungen innerhalb des Elbtalschiefergebirges sind Überschiebungen. Auch im Erzgebirge treten flache Überschiebungsbahnen auf. Das gesamte Grundgebirge ist zudem zerklüftet, mit Klufflächenabständen vom m- bis in den cm-Bereich.

Die wichtigsten bruchtektonischen Störungen verlaufen parallel zu den tektonischen Einheiten und trennen das Elbtalschiefergebirge vom Erzgebirge als auch die metasedimentär-metamagmatischen Deckenstapel innerhalb des Elbtalschiefergebirges voneinander ab.

Die fünf markantesten Verwerfungen im Untersuchungsgebiet sind in Abbildung 7 dargestellt:

5. Die traditionelle Mittelsächsische Störung definiert die Grenze zwischen den niedriggradig metamorphen Lithologien des Elbtalschiefergebirges sowie den mittel- bis hochgradig metamorphen Gneisen des Erzgebirges. Traditionell wird sie im Kartenbild als Linie und damit als lokal eng begrenzte Störung dargestellt. Nach eigenen Beobachtungen gleicht sie jedoch viel mehr einem breiten mäandrierenden Störungssystem, das ein Netz aus brekziierten und kataklastischen Zonen auf beiden Gebirgsseiten als auch um und innerhalb des Turmalingranites erzeugt hat, und den abgekühlten spröden Part der Mittelsächsischen Scherzone darstellt.
6. Die Maxen-Störung trennt die Phyllite Unter-grünschieferfazielle Zone von der Tuffit-reichen Gesteinsabfolge der Unter-grünschieferfazielle n Zone.
7. An der Winterleithe-Störung wurde die devonische Silizit-reiche Gesteinsabfolge über die aus einem anderen Faziesbereich stammende devonische Tuffit-reiche Gesteinsabfolge überschoben.
8. Die Donnerberg-Störung trennt die unterkarbonischen Metasedimente der Schwach metamorphen Zone von der HT-LP-metamorphen Zone ab.
9. Die Weesenstein-Störung als Teil der Westlausitzer-Hauptstörung separiert das Elbtalschiefergebirge von den Grauwacken des Südwestrandes der Lausitz.

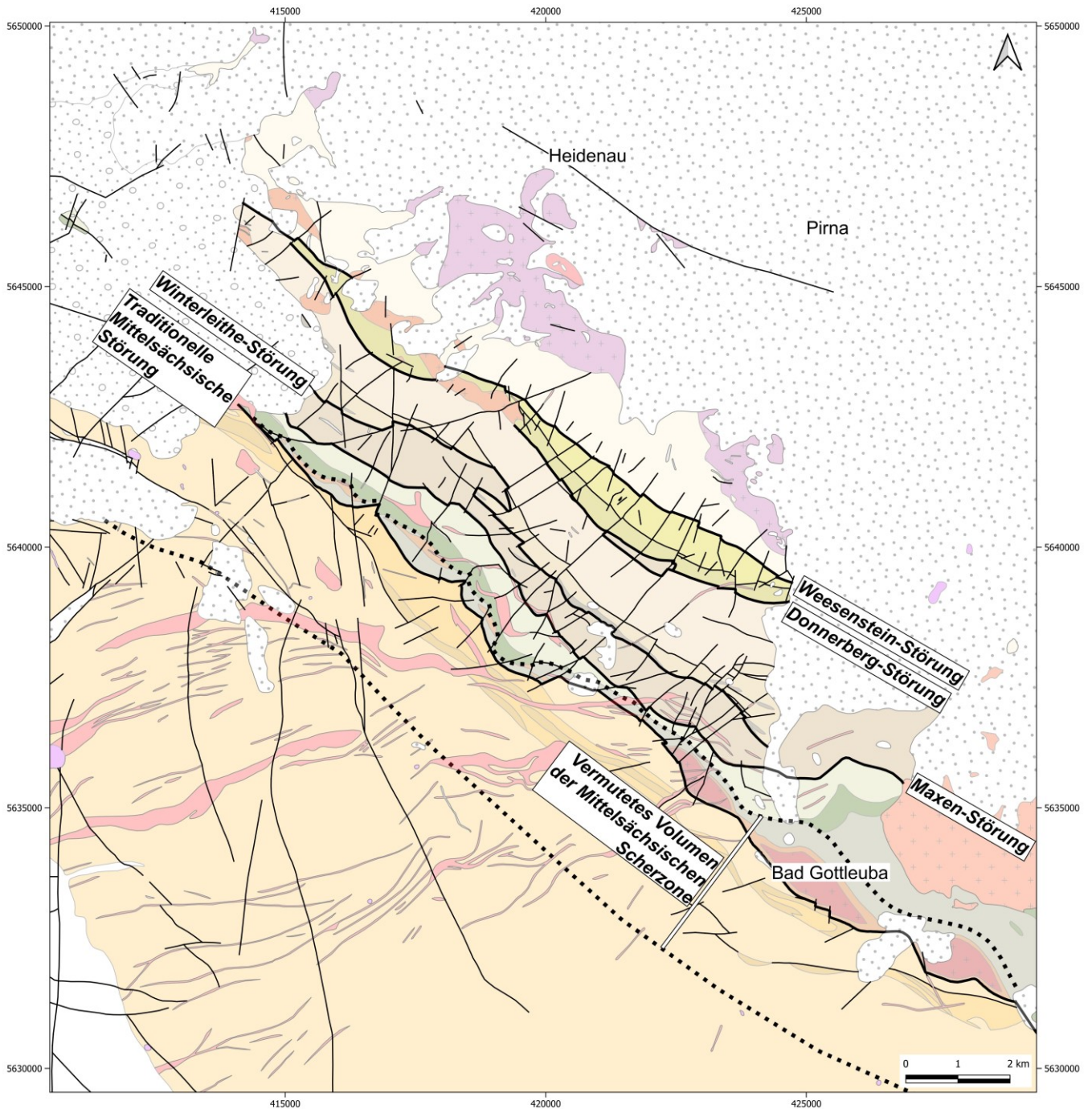


Abbildung 7: Die wichtigsten Störungen in der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone. Die bruchtektonischen Störungen trennen die tektonischen Einheiten voneinander ab.

Die Mittelsächsische Scherzone bildet den breiten und komplexen sprödduktilen Übergangsbereich zwischen beiden Gebirgen. Koordinatensystem: ETRS89/UTM Zone 33N (EPSG: 25883, Legende der tektonischen Karte in Abbildung 6). Tektonische Karte verändert nach LfULG (2018).

5.4 Räumliche Verteilung der gemessenen Strukturdaten

Die Foliation der Gesteine bildet eine der Haupttrennflächen im Untersuchungsgebiet. Stetigkeiten und Variationen im Verlauf dieser Foliation werden in Abbildung 8 deutlich. Annähernd NW-SE-streichende Flächen treten in der gesamten Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone auf. Im Bereich vom Chloritgneis bishin zur HT-LP-Einheit 1 sind diese am kontinuierlichsten und mit einem mittelsteilen bis steilen Einfallen zu beobachten, mit Ausnahme vom SE des Untersuchungsgebietes, wo sie nach SW-NE umbiegen und relativ flach liegen können. Innerhalb der Mittelsächsischen Scherzone, besonders in deren mylonitischem Kern, treten vermehrt E-W-orientierte Foliationsflächen auf, während im erzgebirgischen Randgebiet mit zunehmendem Abstand auch SW-NE-Streichrichtungen hinzukommen. Es ist zudem eine tendenzielle Verflachung vom Scherzonenkern hin zum Erzgebirge zu beobachten, Schwankungen in Einfallswinkel und -richtung sind Resultat räumlich schnell wechselnder verschiedenartiger Gneislinsen, die diese Randzone ausmachen. In der HT-LP-metamorphen Zone liegen die Foliationen meist subvertikal, wobei es in der lithologisch vielfältigen HT-LP-Einheit 2 zu starken Variationen im Einfallen kommen kann. Innerhalb der Weesensteiner Metasedimente sind ebenfalls Richtungsänderungen möglich, wie in Abbildung 63 gezeigt wird.

Die Streckungslineation der Gesteine (Abbildung 9), d.h. die Orientierung der größten Dehnung der Minerale, gibt die Hauptrichtung wieder, in welche die Gesteine verformt wurden. Im Allgemeinen liegen die Lineationen im gesamten Untersuchungsgebiet subhorizontal bis flach und sind eine Folge der spätvariszischen Strike-Slip-Tektonik, die weite Teile der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone überprägt hat. Im Erzgebirge können flache NW-SE-gerichtete Lineationen auch durch flache Überschiebungstektonik hervorgerufen werden. Im Großteil des Untersuchungsgebietes herrschen NW-SE-gerichtete Streckungslineationen vor, in der Mittelsächsischen Scherzone kommen zusätzlich E-W-orientierte Lineare hinzu. Die Ausnahme bildet wie schon bei den Foliationen der SE des Untersuchungsgebietes, wo die gemessenen Lineationen nach WSW-ENE gerichtet sind. Auffällig sind die oft entgegengesetzten Einfallsrichtungen der Lineationen nach teils schon wenigen Metern. Dies kann nicht vollständig auf Kippungen am Talhang zurückgeführt werden, da an denselben Hängen beide Richtungen auftreten können.

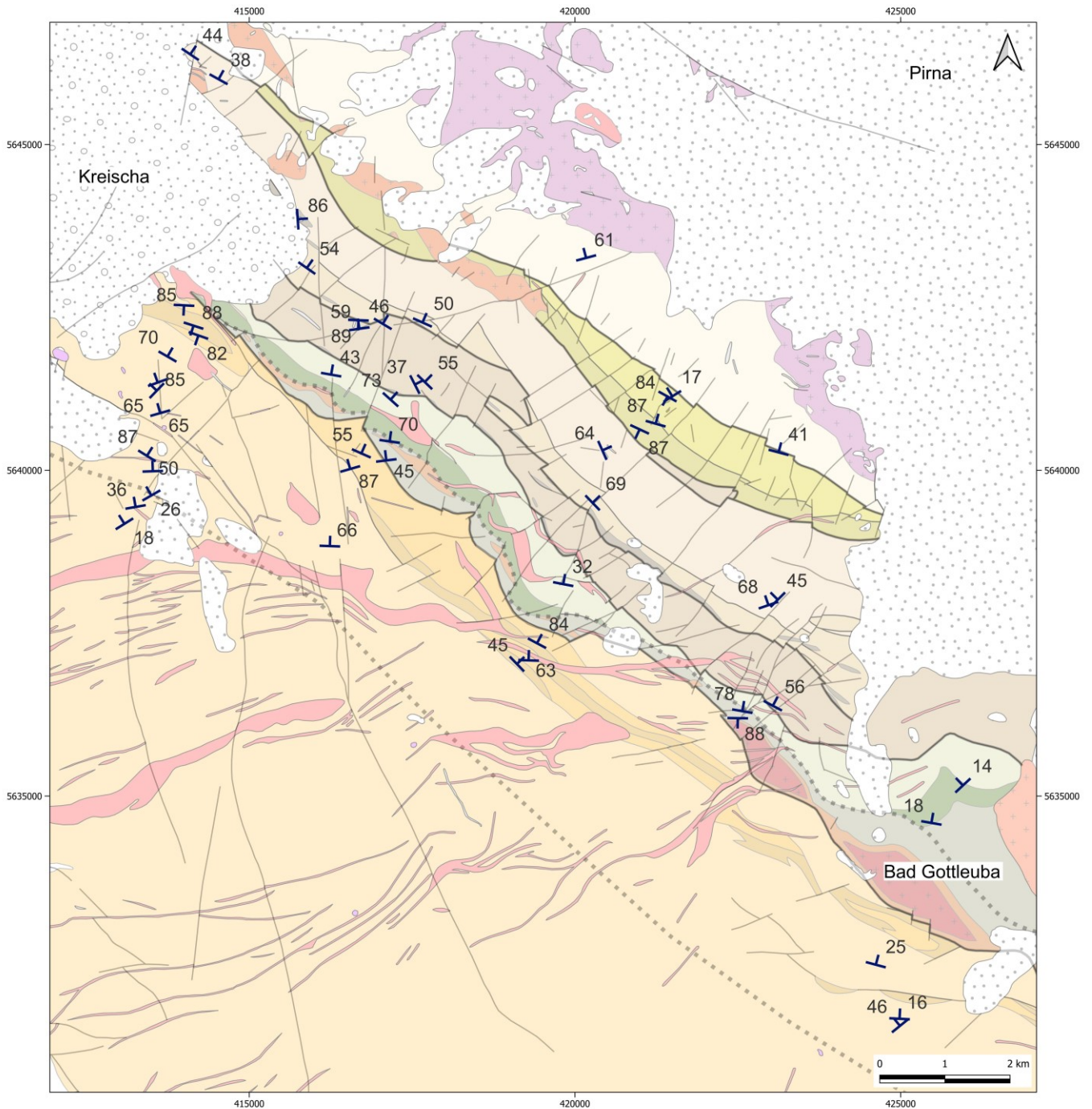


Abbildung 8: Tektonische Gliederung mit repräsentativen gemittelten Foliationswerten an Aufschlüssen in der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone.

Der lange Strich an den dunkelblauen Orientierungszeichen zeigt das Streichen der Foliationsflächen an. Der kurze Strich gibt die Einfallrichtung wieder und die Zahl den Winkel, mit dem die Fläche einfällt. Koordinatensystem: ETRS89/UTM Zone 33N (EPSG: 25883, Legende der tektonischen Karte in Abbildung 6). Tektonische Karte verändert nach LFULG (2018).

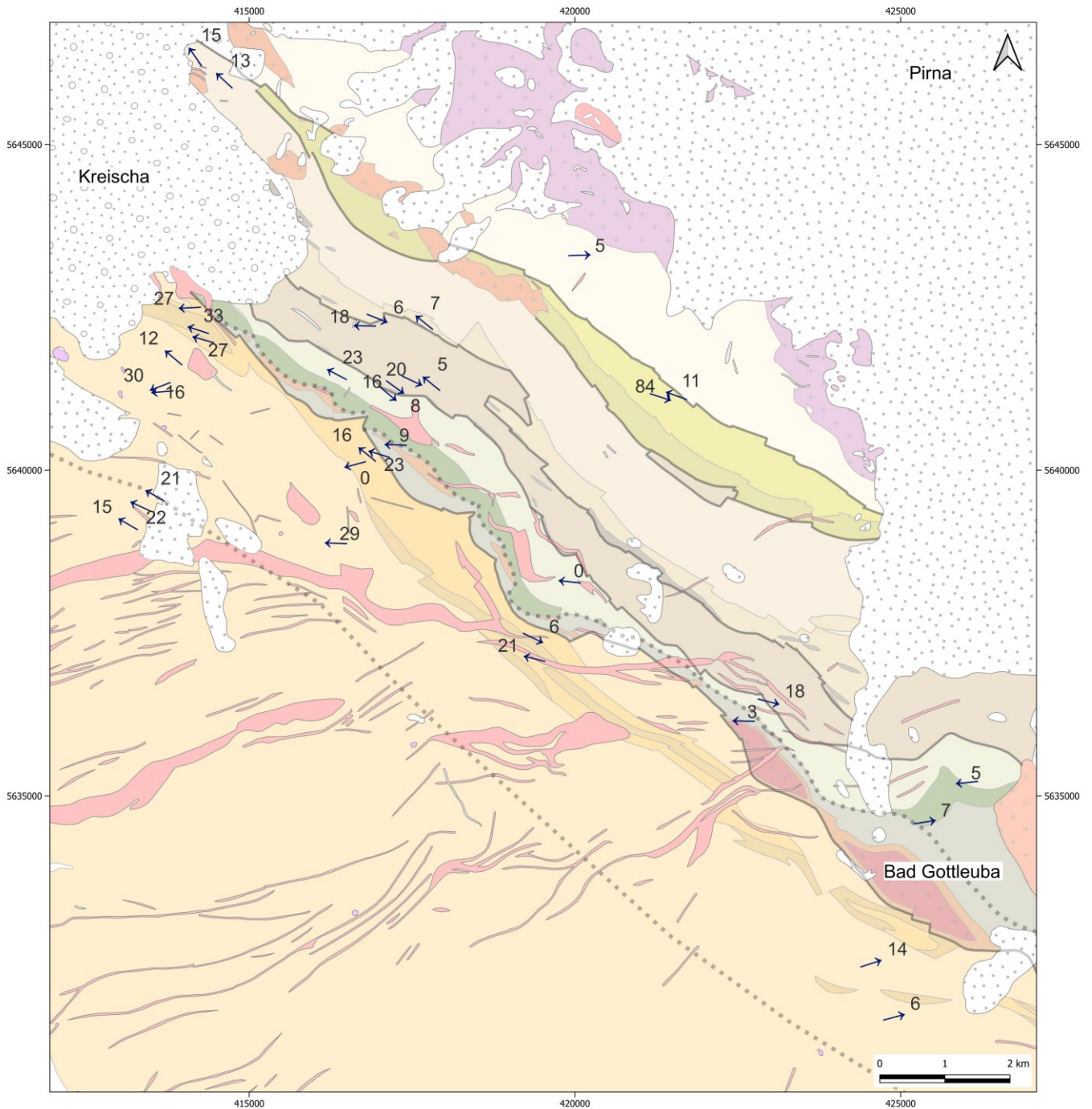


Abbildung 9: Tektonische Gliederung mit repräsentativen gemittelten Streckungslineationen (dunkelblaue Pfeile) an Aufschlüssen in der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone.

Die Pfeilrichtung vermittelt den Azimuth der Streckungslineationen, d.h. die Abweichung gegenüber der Nordrichtung. Die Zahlen zeigen das Abtauchen an, also den Winkel, mit dem die Lineationen einfallen. Legende der tektonischen Karte in Abbildung 6). Tektonische Karte verändert nach LFULG (2018).

6 Kataster der Gesteine der tektonischen Einheiten

Die charakteristischen Eigenschaften der Gesteine im Untersuchungsgebiet werden im nachfolgenden Gesteinskataster anschaulich präsentiert. Begonnen wird im SW mit den Erzgebirgsgneisen im Randbereich der Mittelsächsischen Scherzone, gefolgt von den Myloniten im Scherzonenkern sowie den niedrig- bis schwachmetamorphen Lithologien des Elbtalschiefergebirges und den Weesensteiner Metasedimenten am SW-Rand der Lausitz. Den Abschluss bilden spätvariszische syn- und postkinematische Magmatitesowie ein Überblick der bruchhaften Tektonik im Untersuchungsgebiet.

Eine kurzer schriftlicher Überblick aller Merkmale findet sich in A 2 in Tabelle 2 bis Tabelle 10.

6.1 Erzgebirgischer Randbereich der Mittelsächsischen Scherzone

Den Übergangsbereich von den Gneisen des Erzgebirges zu den niedrigmetamorphen Einheiten des Elbtalschiefergebirges bildet die Mittelsächsische Scherzone, die in ihrem Kernbereich durch sprödduktile Mylonitisierung und zahlreiche bruchtektonische Störungszonen ausgezeichnet ist. Der Einflussbereich der Scherzone erstreckt sich über ihren Kern hinaus bis zu 3 km in das Osterzgebirge hinein.

In dieser Randzone treten zahlreiche Gneislinsen (Abbildung 11) bis -horizonte unterschiedlicher Zusammensetzung auf, die ineinander verwoben sind, was insbesondere im NW des Untersuchungsgebietes in der geologische Karte (Abbildung 2) deutlich wird. Neben ihrem Mineralbestand weisen die Gneise zudem unterschiedliche struktureologische Gefüge auf, die von typischen Gneisgefügen über prolate Ausbildungen, Scherbandgefüge bis hin zu Krenulationsschieferungen reichen können (Abbildung 10 und Abbildung 11). Die Foliationsflächen fallen nach NW über N bis nach NE ein und weisen ein breites Spektrum an Einfallswinkeln (Abbildung 12) auf. Eine Strukturaufnahme entlang des Lockwitztales zeigte eine schwankende, aber generelle Zunahme der Neigung der Foliation, je geringer die Distanz zu den Erzgebirgsmyloniten, d.h. dem Scherzonenkern, wurde. Die Schwankungen sind vermutlich eine Folge unterschiedlich einrotierter sowie deformierter Gneislinsen, wobei besonders hohe Einfallswinkel auch auf lokal eingescherte Mylonitlagen hinweisen können. Das Einfallen der Streckungslineationen bleibt relativ niedrig (Abbildung 12) und deutet auf die flachen Überschiebungen im Erzgebirge bzw. den Strike-Slip der Mittelsächsischen Scherzone hin.

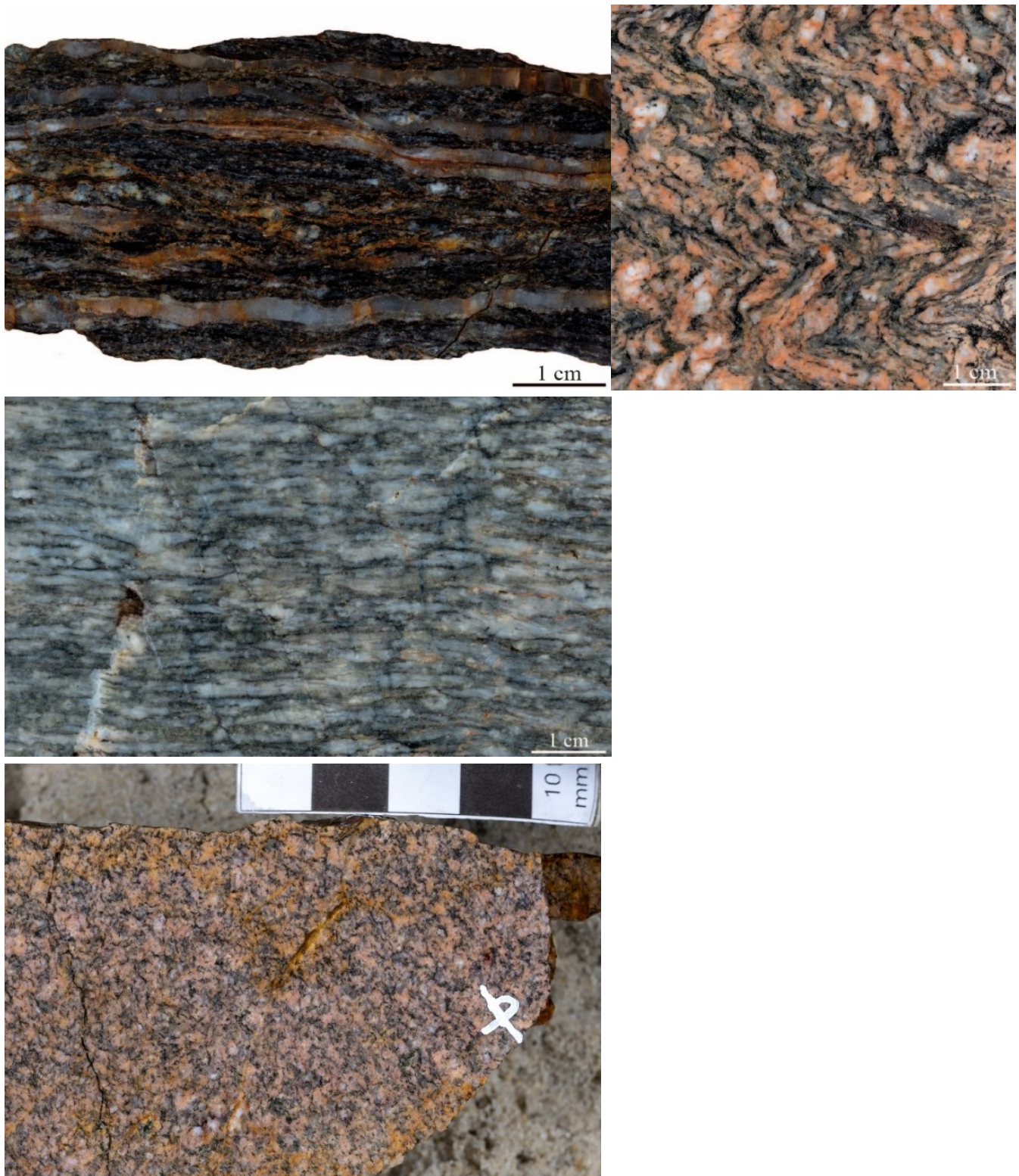


Abbildung 10: Handstücke von unterschiedlichen Gneistypen mit verschiedenen Gefügebrauungen im erzgebirgischen Randbereich der Mittelsächsische Scherzone.

Links oben: xz-Fläche eines dunklen Biotit-Gneises mit durchgehenden Quarzlagen und Scherbandgefüge (Aufschluss 99).

Links Mitte: xz-Fläche eines grauen, gelängten Zweifeldspatgneises (Aufschluss 3).

Links unten: yz-Fläche eines prolaten roten Zweifeldspatgneises (Aufschluss 13). Rechts oben: Roter Zweifeldspatgneis mit Krenulationsschieferung (Aufschluss 106).



Abbildung 11: Strukturen an Gneisaufschlüssen.

Links: Gneis-Aufschluss 101 mit Linsenbau (Linsen mit gestrichelter Linie umrahmt).
Rechts: Fältelung im Aufschluss 108 durch Krenulationschieferung.

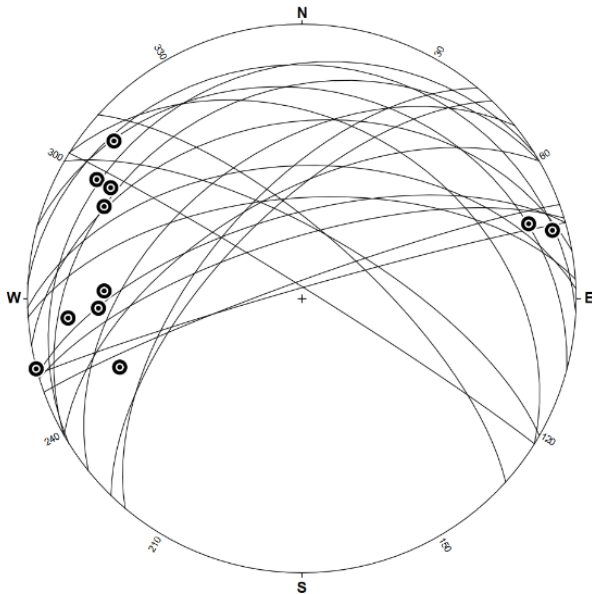


Abbildung 12: Schmidtsches Netz, untere Halbkugel, mit gemittelten Foliationswerten (Linien) der Erzgebirgsgneisaufschlüsse im Scherzonenrand und flach einfallenden WSW-ENE- sowie NW-orientierten Streckungslineationen (Punkte).

Die Foliationen fallen nach NW über N bis nach NE mit einer breiten Streuung des Einfallswinkels ein.

6.2 Kern der Mittelsächsischen Scherzone

6.2.1 Erzgebirgsmylonite

Die Erzgebirgsgneise im Kern der Mittelsächsischen Scherzone wurden mylonitisiert, d.h. die Minerale wurden duktil bis sprödduktil verformt und deren Körner stark zerkleinert. Sie entsprechen der Herbergen-Formation des lithostratigraphischen Konzepts als auch mylonitischen bis ultramylonitischen Ausprägungen anderer Gneislithologien, wie den Rotgneisen. Die erzgebirgischen Mesomylonite zeigen sprödduktile Verformung auf: die uniform eingeregelteten Glimmer und meist stark zerkleinerten Quarz-Feldspat-Gemenge bilden die lagige Matrix, während große Feldspatklasten zerbrochen sind (Abbildung 13 **Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.**). Das Fehlen von großen Quarzklasten und die Präsenz spröde deformierter Feldspat-Klasten lassen auf einen Temperaturbereich zwischen 300 °C und 450 °C während der Mylonitisierung schließen (Quarz ab 300 °C duktil verformt, Feldspat erst bei 450 °C).

Die Ultramylonite mit über 90 % Matrix zeigen kaum noch Feldspatklasten und gehören zu den am stärksten verfeinerten Gesteinen im Scherzonenkern (Abbildung 14 und Abbildung 15). Insbesondere in den Dünnschliffen lassen sich in allen Variationen Scherbänder feststellen, die auf einen dextralen Schersinn hinweisen.

Die Mylonite fallen mittelsteil nach NE bis N ein, während die Ultramylonite zusätzlich subvertikale Foliationen mit E-W- und WNW-ESE-Streichen aufweisen können. Die Streckungslineationen sind generell flach nach W bis NW-SE gerichtet (Abbildung 16 und Abbildung 17).

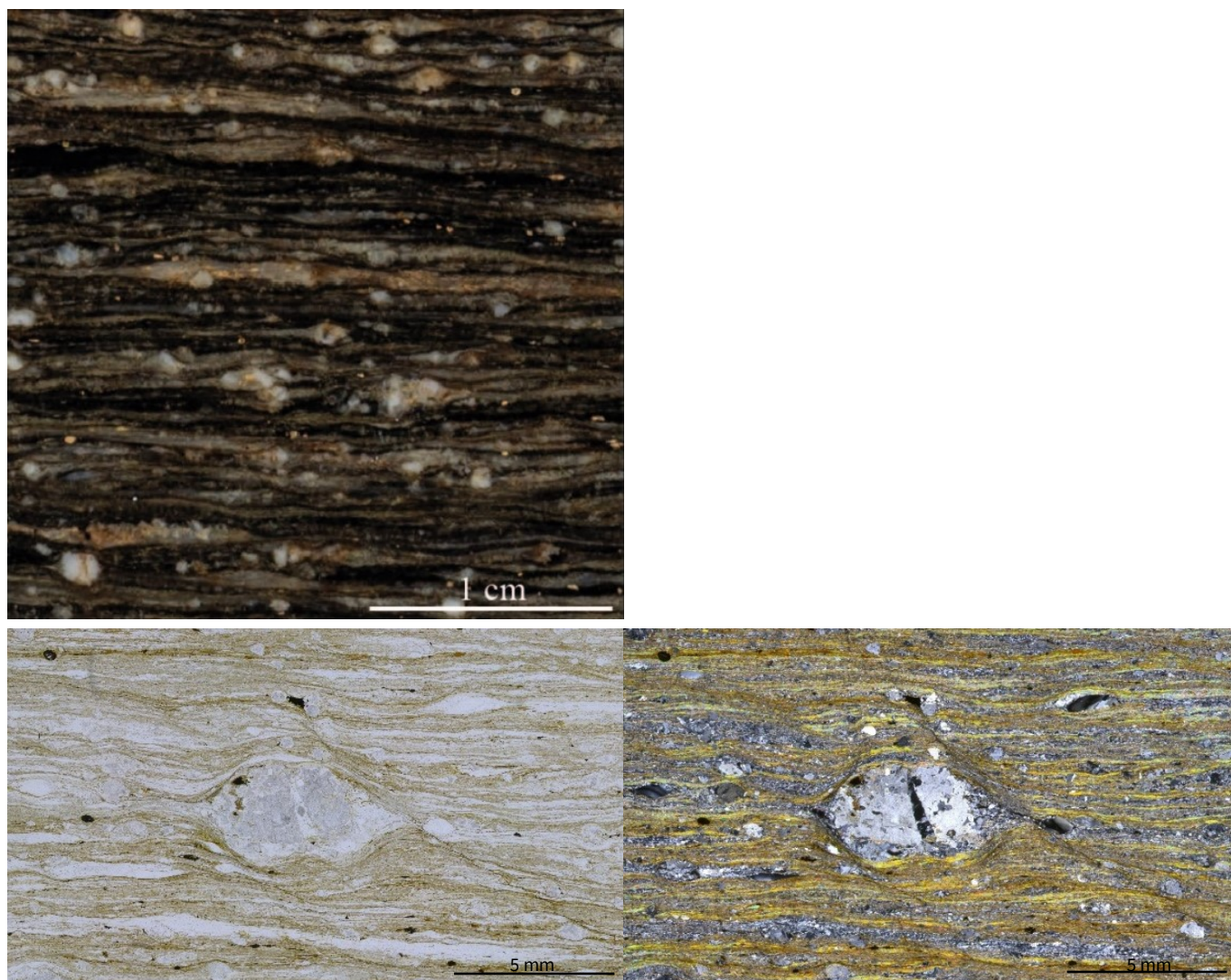


Abbildung 13: Mylonitischer Biotit-Zweifeldspatgneis.

Links oben: xz-Ebene eines Handstücks mit einem typisch mylonitischem Gefüge und porphyroklastischen Feldspäten.

Unten: xz-Dünnschliff unter linear (links) und gekreuzt (rechts) polarisiertem Licht mit einem großen, zerbrochenen Feldspatklast in einer Matrix aus einheitlich orientiertem Biotit sowie stark zerkleinertem Quarz. Scherbänder erstrecken sich von links oben nach rechts unten und geben einen dextralen Schersinn an. Aufschluss 5 an einem Trampelpfad hinauf zur Teufelsnase südlich von Mühlbach am westlichen Müglitztalhang.

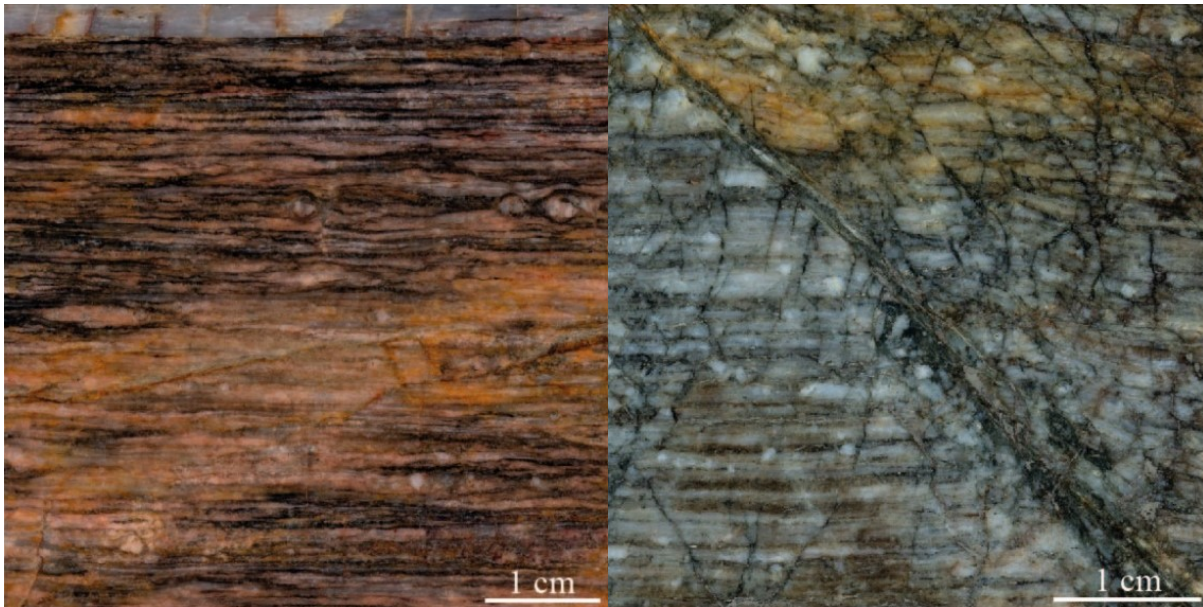


Abbildung 14: Nahezu ultramylonitische Gneishandstücke.

Klasten sind noch zu sehen, jedoch zeigen diese bereits fortgeschrittene Kornzerkleinerung und das Gefüge ist parallel und engständig foliiert. Risse mit Alterationsrändern wie in einem roten Zweifeldspatgneismylonit (links, Aufschluss 8) oder völlig durchbrochene (kataklastische) Gefüge wie im grauen Zweifeldspatgneis (rechts, Aufschluss 14) sind nicht unüblich innerhalb der Mittelsächsischen Scherzone.

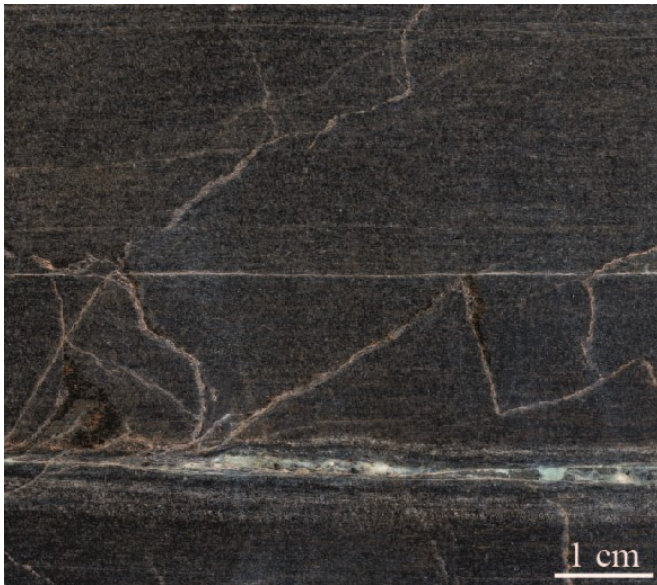


Abbildung 15: Ultramylonitischer Biotit-Zweifeldspatgneis.

Links oben: xz-Fläche eines dunklen, feinkörnigen Gneishandstücks mit einer einzelnen klein-körnigen Lage im unteren Bereich. Unten: xz-Dünnschliff unter linear (links) und gekreuzt (rechts) polarisiertem L mit feinkörniger, lagiger Ausprägung ohne größere Klaster. Aufschluss 6 an kleinem Schotterplatz ca. 100 m südlich von Lungkwitz auf der westlichen Seite vom Lockwitztal.

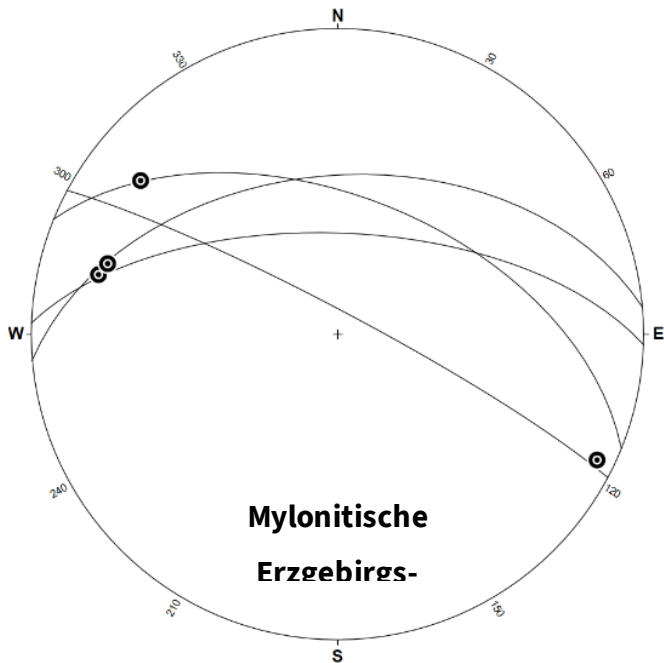


Abbildung 16: Schmidtsches Netz, untere Halbkugel, mit gemittelten Foliationswerten (Linien) der mylonitischen Erzgebirgsaufschlüsse und flach einfallenden WNW-ESE-orientierten Streckungslineationen (Punkte). Die Foliationen fallen generell nach N bis NE in einem steilen bis mittelsteilen Winkel.

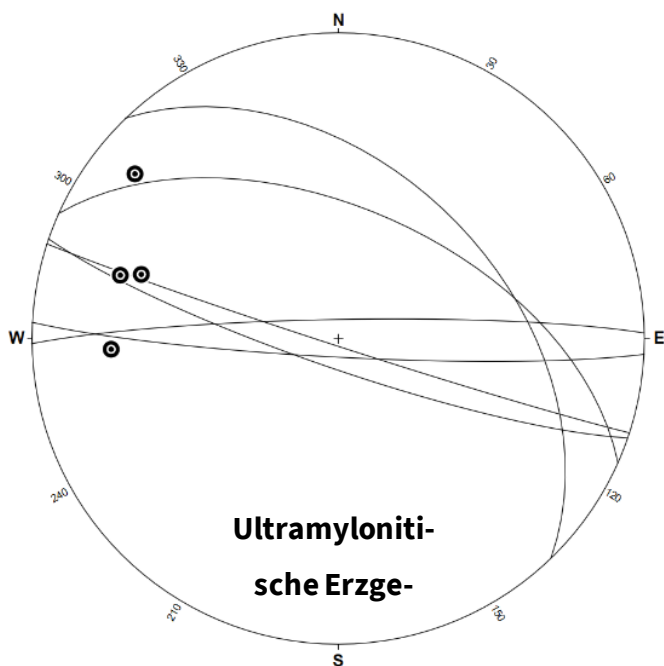


Abbildung 17: Schmidtsches Netz, untere Halbkugel, mit gemittelten Foliationswerten (Linien) der ultramylonitischen Erzgebirgsaufschlüsse und flach einfallenden W- bis NW-orientierten Streckungslineationen (Punkte). Es gibt zwei Gruppen von Foliationen mit jeweils subvertikalem Einfallen und Streichen nach E-W bis WNW-ESE sowie jeweils mittelsteilem Einfallen nach NE.

6.2.2 Turmalingranit der Mittelsächsischen Scherzone

Dieser nach seinem Turmalininhalt benannte Granit tritt im SE des Elbtalschiefergebirges in Form von drei großen, boudin-artig aneinandergereihten Linsen inmitten der Kernzone der Mittelsächsischen Scherzone auf. Die markante Boudin-Anordnung wird als direkte Folge der Scherung angesehen. Umrahmt werden die drei Linsen von Myloniten, die teilweise bis in das Innere der Linsen in NW-SE-Richtung vordringen können (RAUCHE 1992). Der Turmalingranit weist verschiedene Erscheinungsbilder auf. So variieren seine Korngrößen von fein- zu grobkörnig (Abbildung 18), seine Alterierungsgrade von relativ frisch bis weitestgehend hydrothermal überprägt und von wenig zerklüftet bis vollkommen brekziiert in kataklastischen Bereichen (Abbildung 20 und Abbildung 21). Die hydrothermale Alteration ist durchgehend beobachtbar und umfasst Prozesse wie Serizitisierung und Kaolinisierung von Feldspäten. Selbst in den makroskopisch am frischesten aussehenden Proben waren unter dem Polarisationsmikroskop Minerale mit Umwandlungen zu finden. (Abbildung 19). Eine Silifizierung ist insbesondere in den alterierten Brekzien festzustellen und hat das zerrüttete Gestein wieder verkittet (Abbildung 20).

Der Turmalingranit ist ein Exot innerhalb der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone. Er ist zu alt, um mit den Lithologien des Elbtalschiefergebirges zu korrelieren, und hat keine weiteren bekannten Äquivalente innerhalb der Elbe-Zone oder im Erzgebirge. Eine aussagekräftige Zuordnung des Turmalingranites zum Elbtalschiefergebirge, zum Erzgebirge oder als eigenständige Einheit innerhalb der Mittelsächsischen Scherzone konnte daher bisher nicht vorgenommen werden.

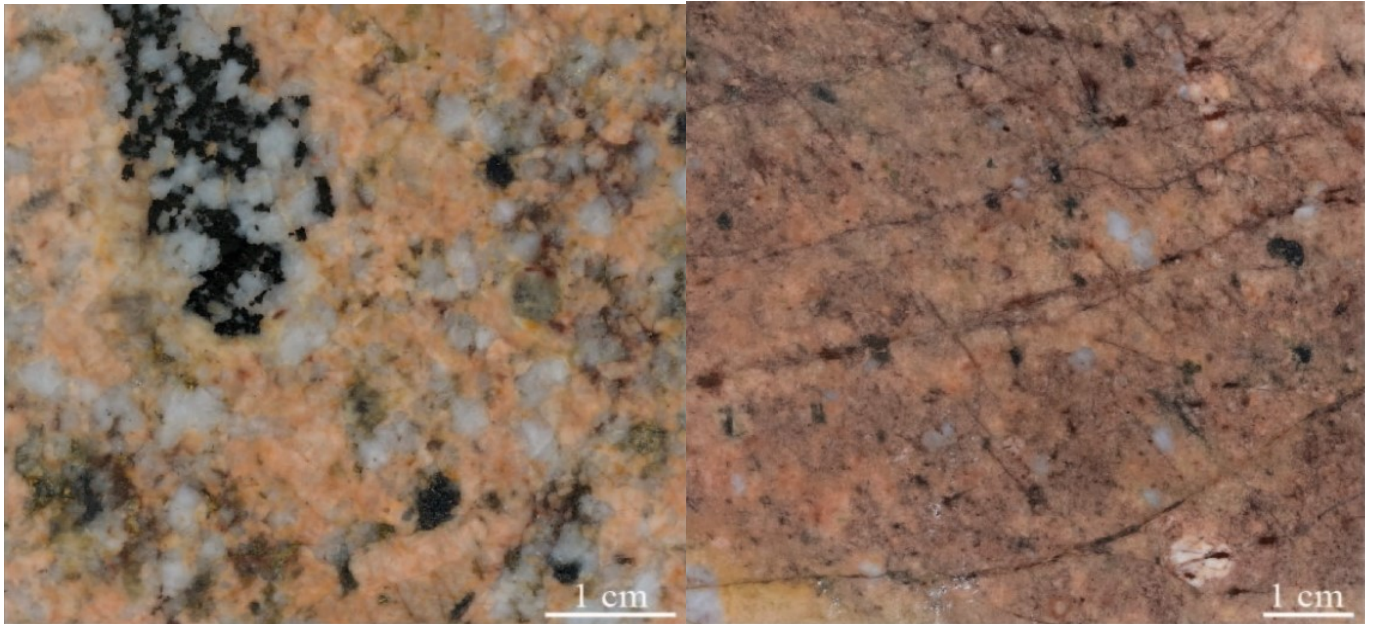


Abbildung 18: Verschiedene Körnigkeiten des Turmalingranits am Beispiel zweier Handstücke.

Links: Grobkörniger, hellroter Turmalingranit mit schwarzem Turmalin, der mit Quarz vergesellschaftet ist. Andere dunkle Minerale fehlen weitestgehend, was auf Alteration hindeutet. Rechts: Kleinkörniger Turmalingranit mit hellroten Alterationsrändern entlang der Risse.

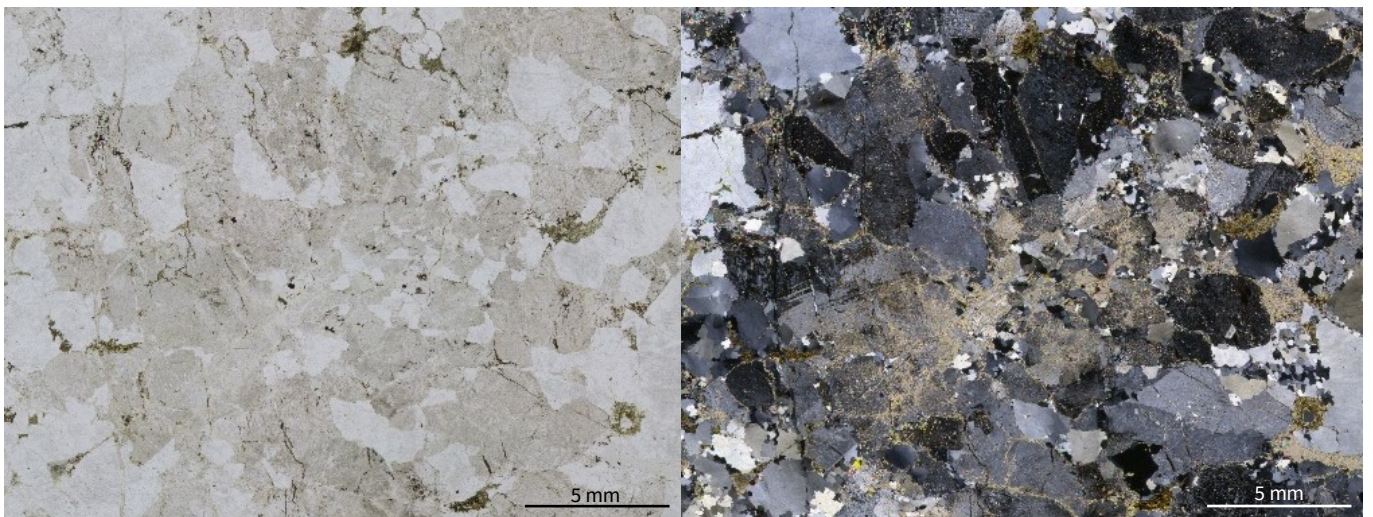


Abbildung 19: Am wenigsten alterierter Turmalingranit-Dünnschliff unter linear (links) und gekreuzt (rechts) polarisiertem Licht.

Selbst hier weisen die Feldspäte (dunkelgrau) bereits deutliche Umwandlungen in glimmerreiche Kornaggregate (netzartige strohgelbe Cluster) auf, die auf hydrothermale Alteration hindeuten. Dünnschliffsammlung des LfULG.



Abbildung 20: Brekzierter und anschließend silifizierter Turmalingranit (Aufschluss 67).

Links: Vertikale brekziierte Zone im Turmalingranit im ehemaligen Steinbruch des Tannenbusches bei Bad Gottleuba.

Rechts: Anschnitt einer aus dieser Zone entnommenen Gesteinsprobe. Es ist eine deutliche Brekzierung, Alteration (kaolinisierte milchige Feldspäte) sowie Silifizierung zu erkennen, welche das zerrütete Gestein wieder verkittet hat.

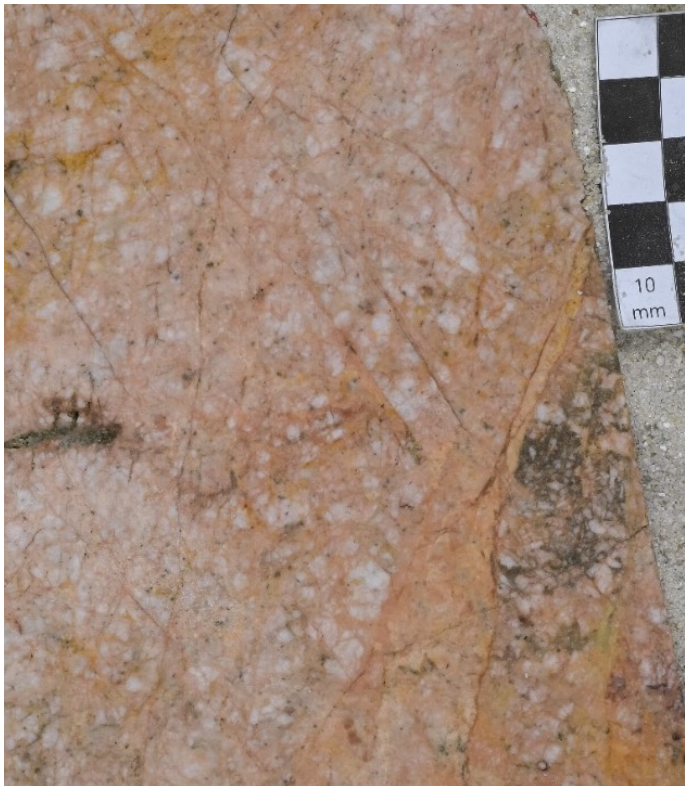


Abbildung 21: Kataklastischer, stark alterierter Turmalingranit.

Der ehemals grobkörnige Granit besitzt ein ausgeprägtes Bruchsystem, seine hellrote Farbe ohne schwarze Minerale lässt auf hydrothermale Alteration schließen. Im dunklen Part rechts wurde das Gestein besonders klein zerrüttet und anschließend mit SiO_2 verkittet (Silifizierung). Aufschluss an einem kurzen, sinusförmigen Waldweg direkt westlich der Straßenkreuzung Hartmannsbach-Am Tannenbusch im Osten von Bad Gottleuba (Aufschluss 74).

6.2.3 Mylonite und Ultramylonite assoziiert mit dem Turmalingranit

Einen weiteren Teil des Kerns der Mittelsächsischen Scherzone machen die hellen Mylonite und Ultramylonite aus (Abbildung 22), die den Turmalingranit umschließen. Nach ALEXOWSKY et al. (1999) lassen sie keinen granitischen Habitus mehr erkennen, werden aber aufgrund von kleinen dunklen linsenförmigen Turmalinanreicherungen dem Turmalingranit zugeordnet. Diese Turmalinanreicherungen konnten selbst nicht beobachtet werden und es sind keine direkten Übergänge zum Turmalingranit bekannt. Um eine neutrale Stellung einzunehmen, werden die Gesteine in dieser Arbeit daher als „Mylonite assoziiert mit dem Turmalingranit“ bezeichnet.

Eine Probe mit mesomylonitischer Ausprägung (Abbildung 23) weist zerbrochene Feldspatklasten und eine graugelbliche duktil verformte linierte Quarz-Feldspat-Muskovit-Matrix auf, die zusätzlich leicht gefaltet ist (Krenulation). Während der Mylonitisierung wurden demnach Temperaturen zwischen 300 °C und 450 °C erreicht (Quarz wird ab 300 °C duktil verformt, Feldspat erst ab 450 °C). Im Dünnschliff

zeigt sich, dass die zerbrochenen Feldspatklasten nahezu komplett alteriert und mit Quarzfüllungen wieder verheilt sind bzw. silifiziert wurden. Eine Foliation war aufgrund der Fältelung nicht messbar.

Die hellen ultramylonitischen Proben (Abbildung 24) sind die feinkörnigsten Gesteine im Untersuchungsgebiet und selbst unter dem Mikroskop äußerst klein gekörnt. Die Quarz-Feldspat-Biotit-Matrix wird lediglich von einigen gröberen Quarzrissen durchbrochen. Feine Scherbänder aus Biotit zeigen einen dextralen Schersinn an. Die steile Foliation vom Ultramylonit ist leicht gebogen und kann deshalb vertikal nach N-S bis mittelsteil nach NNE einfallen. Die Streckungslineationen liegen subhorizontal und geben damit die dominante Scherungskomponente wieder. Eine kleine Kluftanalyse am Ultramylonitaufschluss zwischen Gersdorf und Wingendorf zeigt die Dominanz von zwei bis drei Kluftrichtungen, die mittelsteil nach E bzw. W sowie flach nach N fallen und sich im Norden schneiden (Abbildung 25). Subhorizontale Schnittlineationen der Kluftflächen mit den steilen Foliationsflächen sind in Abbildung 22 gut erkennbar.



Abbildung 22: Ultramylonitaufschluss 84 mit subhorizontalen Schnittlinearen der Foliation mit einer Kluftfläche.

Westklippen des Wingendorfer Baches an Straße zwischen Gersdorf und Wingendorf.

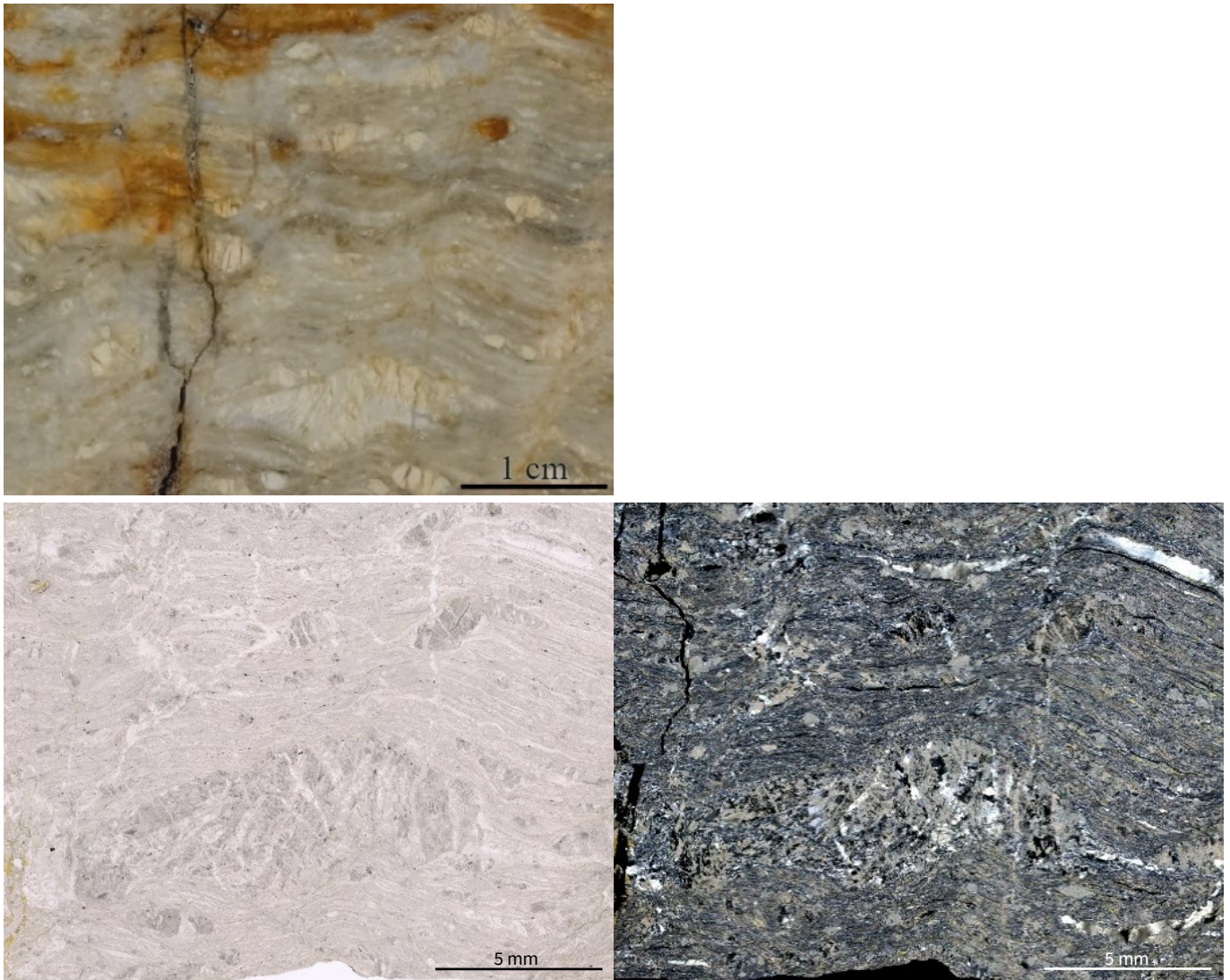


Abbildung 23: Heller Mylonit mit Fältelung (Krenulation).

Oben: xz-Fläche des Handstücks mit gefalteten zerbrochenen Feldspatklasten in einer ebenso gewellten hellen Matrix.

Unten: xz-Dünnschliff unter linear (links) und gekreuzt (rechts) polarisiertem Licht mit gebogenen, zerbrochenen, alterierten Feldspatklasten und verheilten Quarzrissen in einer feinkörnigen Matrix. Die Feldspäte sind fast vollständig in Glimmer umgewandelt. Auf Berghang westlich der Seidewitz ca. 300 m nördlich der Schneckenmühle, Aufschluss 88

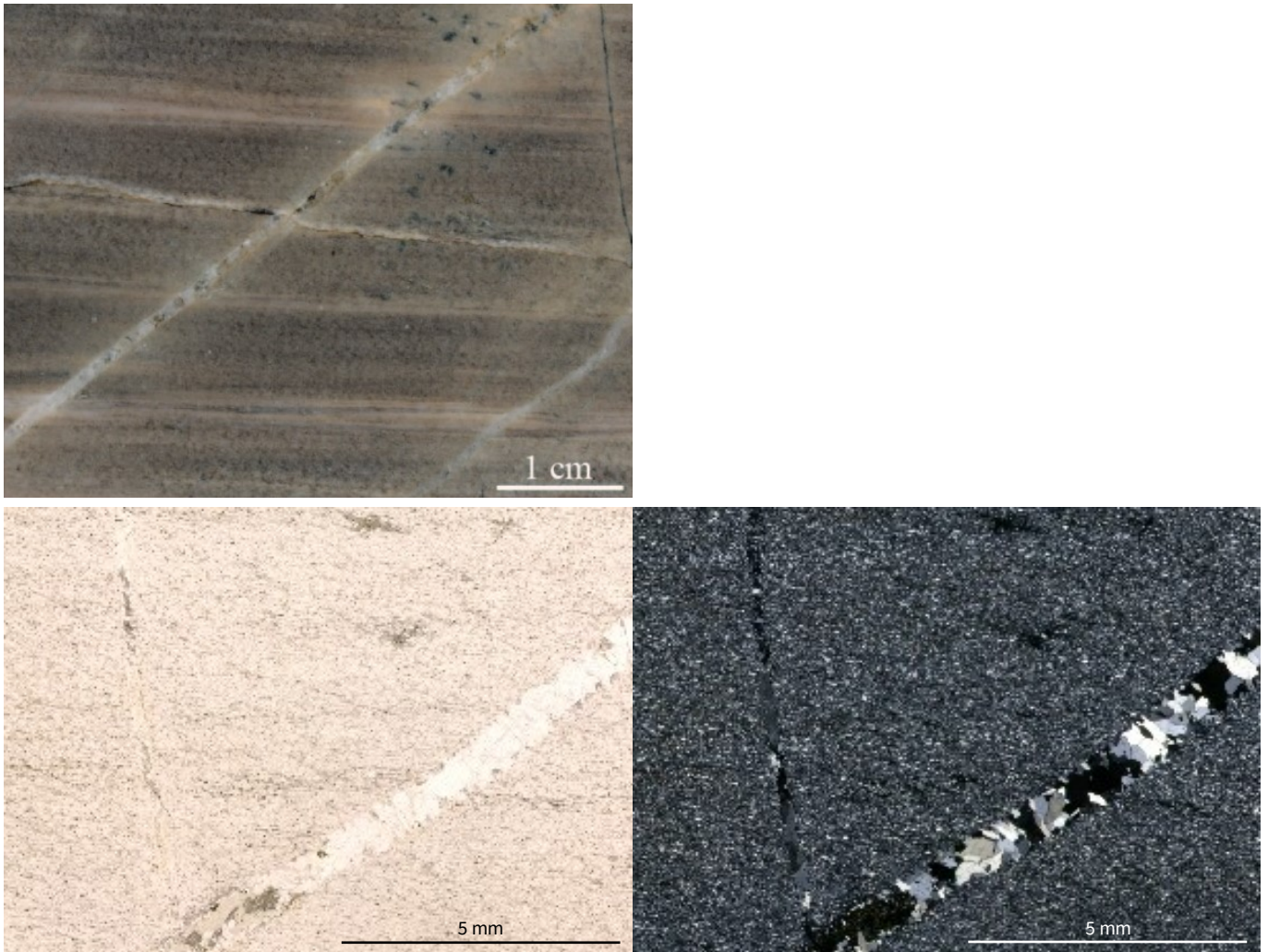


Abbildung 24: Ultramylonit am Rand vom Turmalingranit.

Oben: xz-Ebene des Handstücks. Die Matrix enthält feine Lagen mit verschiedenen Biotitgehalten (je dunkler, desto mehr Biotit).

Unten: xz-Dünnschliff unter linear (links) und gekreuzt (rechts) polarisiertem Licht mit mikroskopisch feiner Matrix und verheilten Quarz-Rissen. An Westklippen des Wingendorfer Baches an Straße zwischen Gersdorf und Wingendorf, Aufschluss 84.

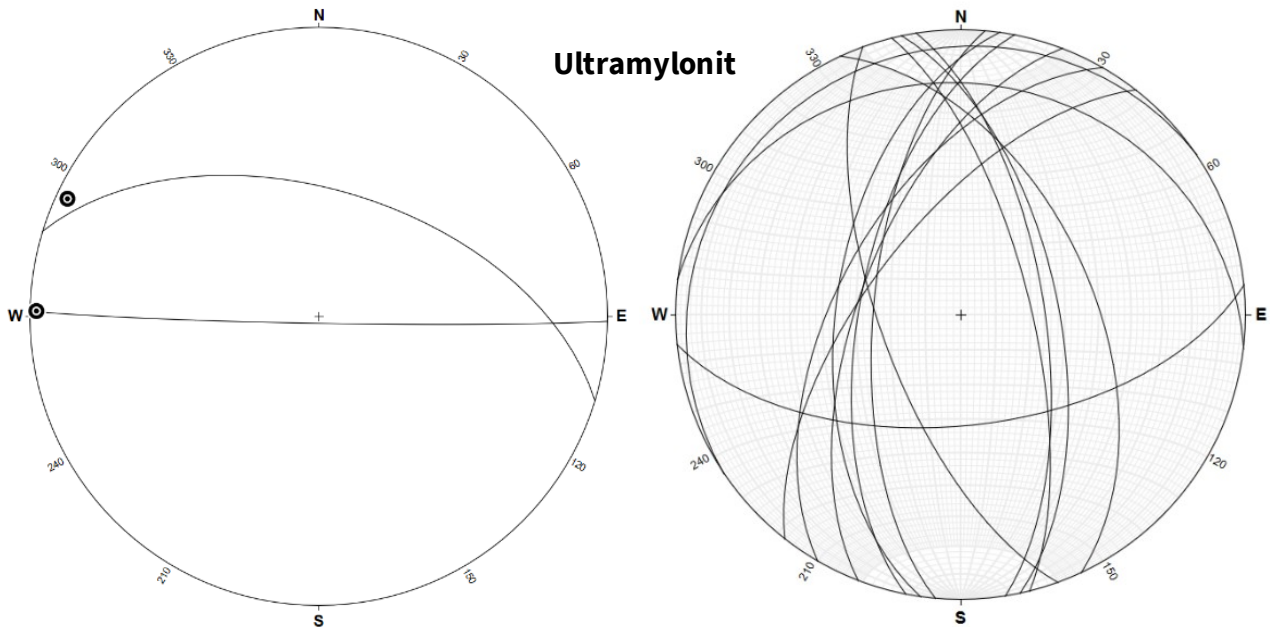


Abbildung 25: Links: Gemittelte Foliationswerte (Linien) der ultramylonitischen Aufschlüsse mit subhorizontal einfallenden E-W- sowie WNW-ESE-orientierten Streckungslineationen (Punkte). Rechts: Kluftrichtungen (Linien) der Westklippen des Wingendorfer Baches an Straße zwischen Gersdorf und Wingendorf.

Die Foliationen fallen mittelsteil nach NE bzw. subvertikal mit E-W-Streichen ein. Rechts: Kluftrichtungen (Linien) der Westklippen des Wingendorfer Baches an Straße zwischen Gersdorf und Wingendorf. Drei dominante Gruppen treten hervor: zwei mittelsteile Klüftungen mit ENE- bzw. WNW-Einfallen sowie eine flach nach N absinkende Kluftrichtung. Beide Darstellungen sind im Schmidtschen Netz, untere Halbkugel.

6.3 Unter-grünschieferfazielle Zone

Die aus sedimentären und tuffitischen Edukten hervorgegangenen Phyllit-Decken des Elbtalschiefergebirges werden der unteren Grünschieferfazies zugeordnet und aufgrund struktureologischer Unterschiede in Phyllite südwestlich sowie nordöstlich des Chloritgneises unterteilt. Der mylonitische Chloritgneis wird ebenfalls dieser Zone zugeteilt, da er inmitten der Phyllite liegt und ein ähnliches, d.h. oberdevonisches, Alter aufweist. Im SE des Elbtalschiefergebirges wurde die Unter-grünschieferfazielle Zone innerhalb des Kontaktbereiches zum Granit von Markersbach kontaktmetamorph überprägt.

6.3.1 Mylonitischer Chloritgneis

Der mylonitische Chloritgneis ist Teil der oberdevonischen Decken des Elbtalschiefergebirges und von Phylliten umgeben. In der Matrix des Chloritgneises wechseln sich Lagen aus einem feinkörnigen Quarz-Feldspat-Gemisch mit Chloritlagen ab. Zerbrochene Klaster aus Feldspat unterbrechen das linierte Gefüge (Abbildung 26). Nach ALEXOWSKY et al. (1999) ist der Chloritgneis aus blastomylonitisch deformierten Metadaziten und Metadazituffiten hervorgegangen.

Das Fehlen von großen Quarzklasten und die Präsenz spröde deformierter Feldspat-Klasten lassen auf einen Temperaturbereich zwischen 300 °C und 450 °C während der Mylonitisierung schließen (Quarz ab 300 °C duktil verformt, Feldspat erst bei 450 °C). Das mylonitische Gefüge des Chloritgneises ähnelt somit stark den Erzgebirgsmyloniten, deren Protolith im Gegensatz zum niedriggradig metamorphen Chloritgneis höhergradige Metamorphose-Bedingungen durchlaufen haben. Dies wirft die Frage auf, ob der Chloritgneis bereits vor dem variszischen Strike-Slip der Mittelsächsischen Scherzone mylonitisiert wurde oder mit einem ähnlich zu den Erzgebirgsgneisen aussehenden, aber niedriggradig deformiertem Gefüge in der Mittelsächsischen Scherzone verformt wurde, sodass das resultierende Gefüge den Erzgebirgsmyloniten ähneln kann.

Die Foliation des Chloritgneises fällt mit verschiedenen Einfallswinkeln generell nach Norden ein (Abbildung 28). Die einzige Ausnahme bildet ein Aufschluss im Kontaktbereich zum Granit von Markersbach, wo die Foliation nach NW umgebogen ist. Die Streckungslineationen sind subhorizontal in E-W-Richtung angeordnet, also schräg zur NW-SE-Erstreckung der Elbe-Zone. Der Chloritgneis ist oft stark zerklüftet mit dm- bis cm-Abständen. Es treten verschiedene Generationen an Rissystemen auf, die überwiegend mittelsteil bis steil in verschiedenste Richtungen einfallen. Auch sprödduktile Features, wie Umbiegungen an Scherbändern, konnten beobachtet werden (Abbildung 27). Die Ergebnisse einer Kluffstatistik von einer Gruppe von Chloritgneis-Aufschlüssen nördlich von Bad Gottleuba sind in Abbildung 72 dargestellt. Die Richtungen der Kluffflächen sind breit gestreut, dennoch heben sich zwei markante Kluffpaare ab: das dominante streicht in NE-SW-, das untergeordnete NW-SE-Richtung.

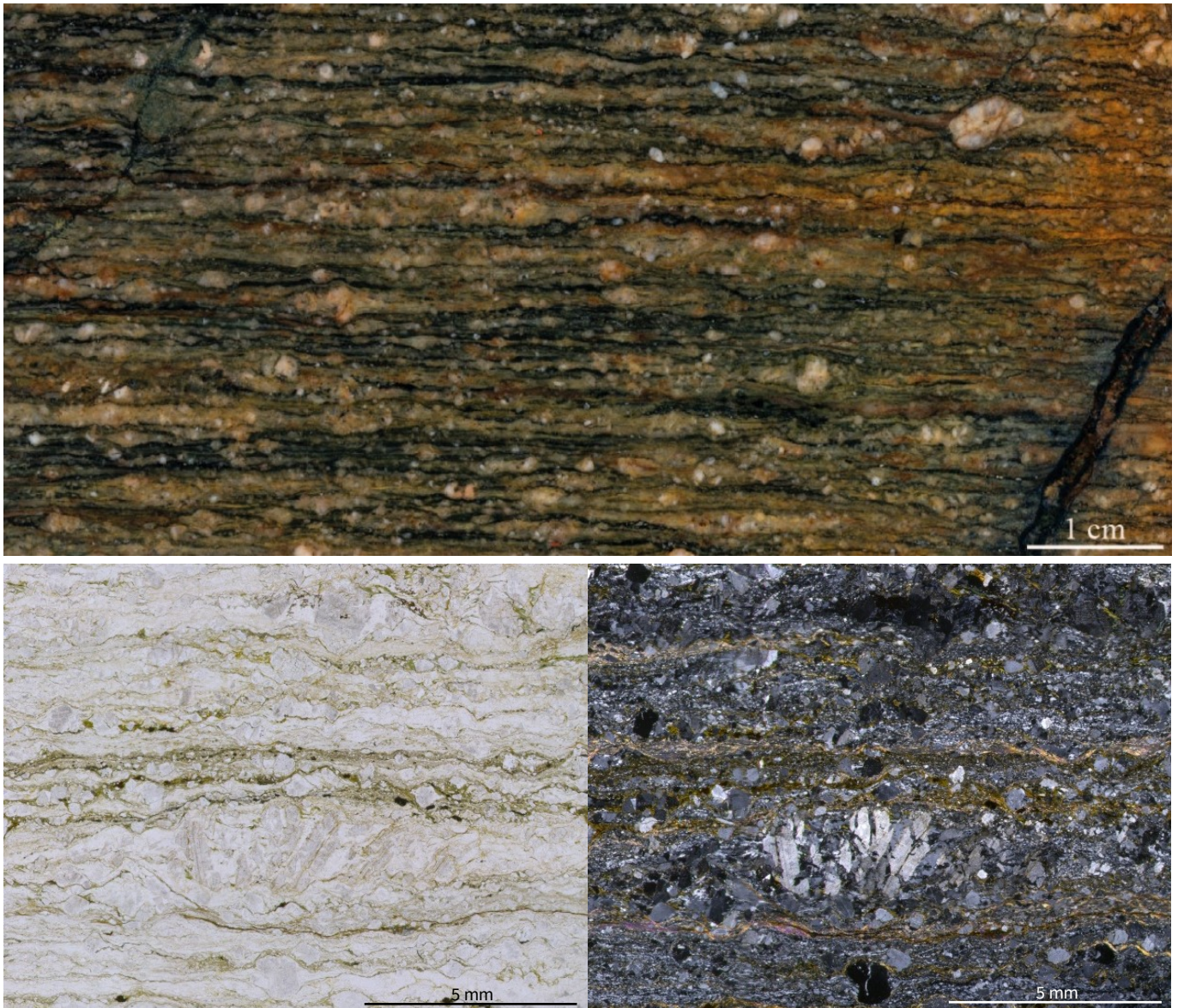


Abbildung 26: Mylonitischer Chloritgneis mit feinen Chloritlagen und breiteren Lagen aus Quarz-Feldspat-Mörtel sowie zerbrochenen Feldspatklasten.

Oben: xz-Ebene einer Gesteinsprobe mit gelbrötlichem Quarz-Feldspat-Mörtel und dunkelgrünen Chloritlagen. Verwitterung sorgt für eine Orangefärbung des Gesteins rechts im Bild. In der oberen rechten Ecke ist ein großer Sigma-Klast aus Feldspat mit dextralem Schersinn zu sehen. Mittelteil nach NW fallende dunkle Risse durchziehen das Gefüge.

Unten: xz-Dünnschlif unter linear (links) und gekreuzt (rechts) polarisiertem Licht mit einem großen zerbrochenen Feldspatklast in der unteren Hälfte. Unter linear polarisiertem Licht lässt sich das mylonitische Gefüge dank der feinen, grünlichen Chloritlagen, die die grauen Feldspatklasten umschließen, gut erkennen. Probe entnommen auf Berg südlich von Mühlbach, Aufschluss 15.



Abbildung 27: Spröde bis duktile Deformation in Chloritgneis-Aufschlüssen.

Oben: Foliationsfläche mit einem ausgeprägten Rissnetzwerk. Risse mit dunklen Alterationsrändern wechseln sich mit zahlreichen feineren Rissen ab (Aufschluss 78).

Unten links: Engmaschiges Kluftsystem in cm- bis dm-Abständen (Aufschluss 78). Unten rechts: Duktiler breites Scherband in einem Geröllblock (Aufschluss 71).

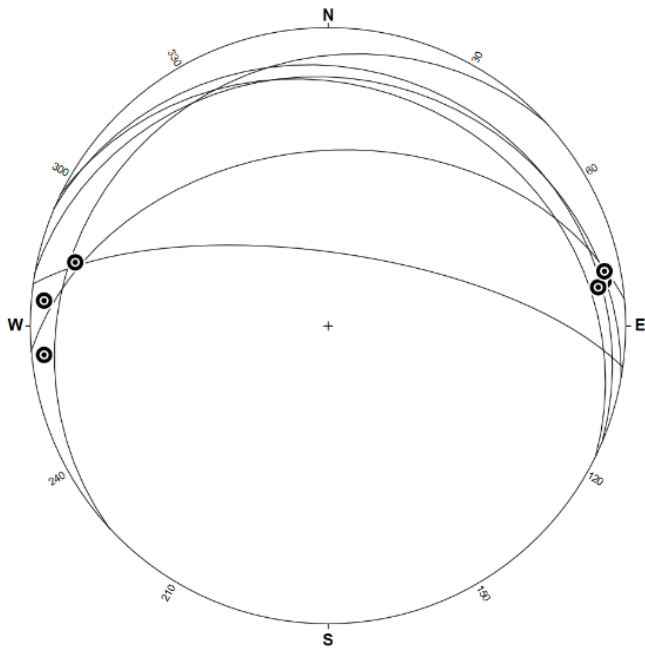


Abbildung 28: Gemittelte Foliationswerte (Linien) der Chloritgneisaufschlüsse mit subhorizontal einfallenden E-W-orientierten Streckungslineationen (Punkte).

Die Foliationen besitzen eine verschieden starke Neigung, fallen generell jedoch nach N ein. Ausnahme ist ein Aufschluss nahe des Granites von Markersbach, wo die Foliationsflächen nach NW einfallen. Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

6.3.2 Phyllite südwestlich vom Chloritgneis

Die südwestlich gelegenen grünschieferfaziellen Quarzphyllite und Quarzite (korrelierend mit der Langenbrückenberg-Formation in ALEXOWSKY et al. 1997 und 1999) weisen dextral gescherte Quarzmobilisate und diagonal nach unten verlaufende Scherbänder auf (Abbildung 30), die ein typisches SC'-Gefüge eines Scherzonengesteins bilden. Die Foliationen fallen nach N ein und haben W-gerichtete flache Streckungslineationen (Abbildung 29).

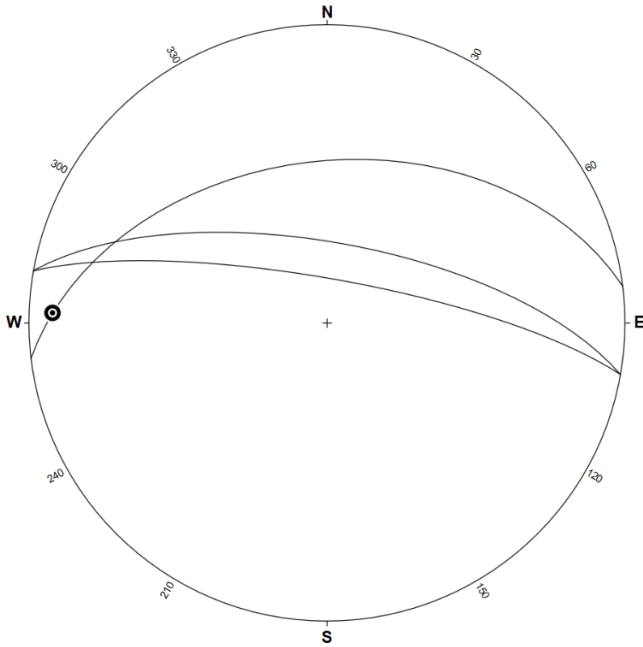


Abbildung 29: Gemittelte Foliationswerte der phyllitischen Aufschlüsse südwestlich des Chloritgneises.

Die Foliationen (Linien) fallen steil bis mittelsteil nach N ein und haben eine subhorizontal einfallende E-W-orientierte Streckungslineation (Punkt). Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

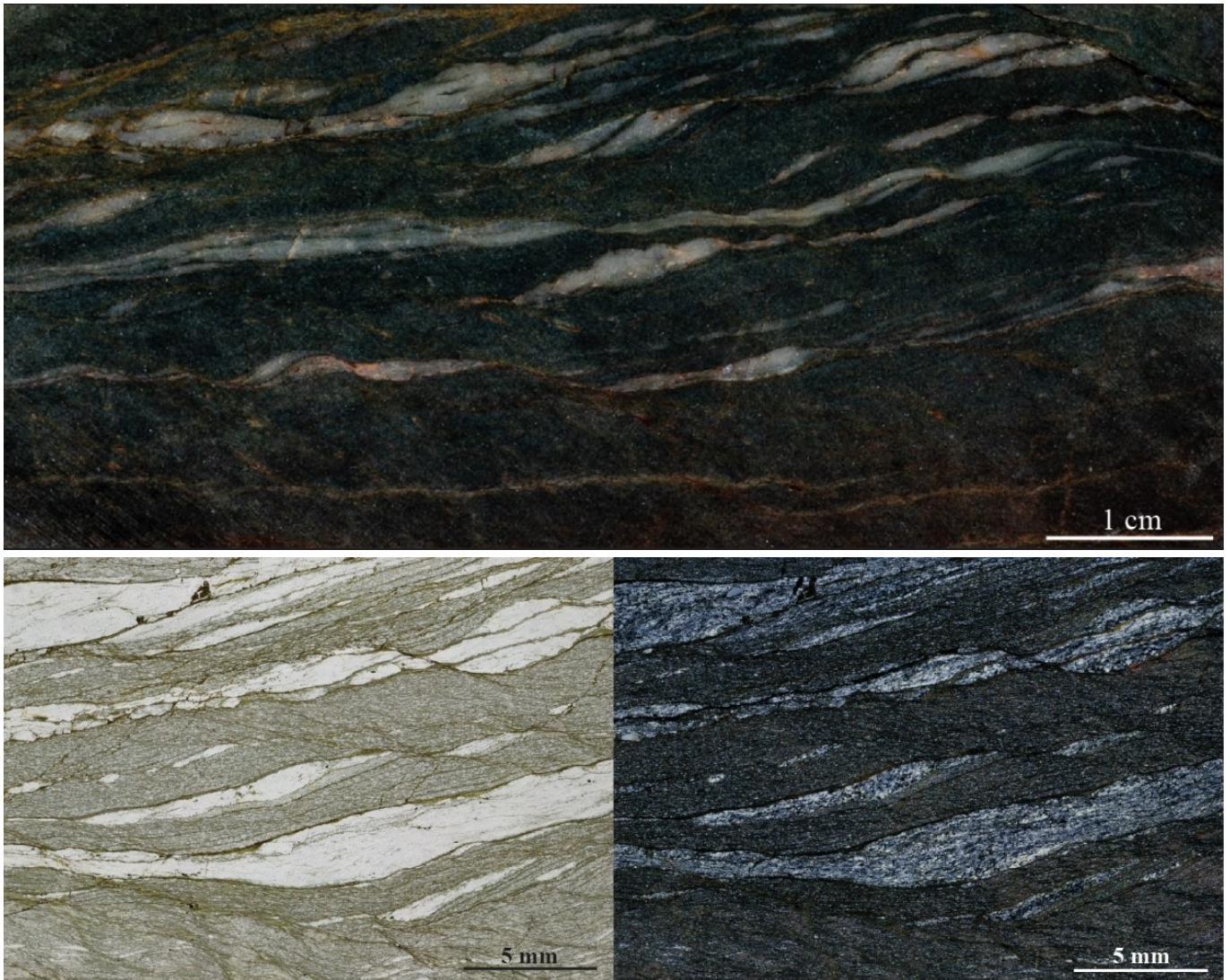


Abbildung 30: Phyllit mit dextral gescherten Quarzmobilisaten.

Oben: xz-Ebene der dunkelgrünen Phyllitprobe mit Top nach rechts gescherten Quarzlagen.

Unten: xz-Dünnschliffe unter linear (links) und gekreuzt (rechts) polarisiertem Licht mit Top nach rechts verlaufenden Quarzlagen und nach rechts unten fallenden Scherbändern (SC'-Gefüge). Auf Berg südlich Mühlbach, Aufschluss 17).

6.3.3 Phyllite nordöstlich vom Chloritgneis

Die teilweise tufftischen und sandstreifigen grünschieferfaziellen Phyllite, Quarzite und phyllitischen Tonschiefer nordöstlich des Chloritgneises weisen einen höheren Anteil an Tonschiefern sowie kohli- gen Bestandteilen als die SW-Phyllite auf. Das Handstück in Abbildung 31 zeigt eine verfaltete Quarz- lage. Die nordöstlichen Phyllite fallen nach NNE bis ENE ein und haben generell flach SE- bis WNW-ESE- streichende Streckungslineationen (Abbildung 33), die auf Strike-Slip hindeuten. Neben Scherindikato- ren sind auch Abschiebungssysteme zu finden, die im Gebiet der NE-Phyllite erbohrt wurden (Abbildung 32). Biostratigraphische Untersuchungen an Conodontenfunden aus der phyllitischen Zone im Nossen-

Wilsdruffer-Schiefergebirge, dessen Einheiten mit denen des Elbtalschiefergebirges korrelieren, ergaben ein oberdevonisches Alter (ZEIDLER et al. 2004).

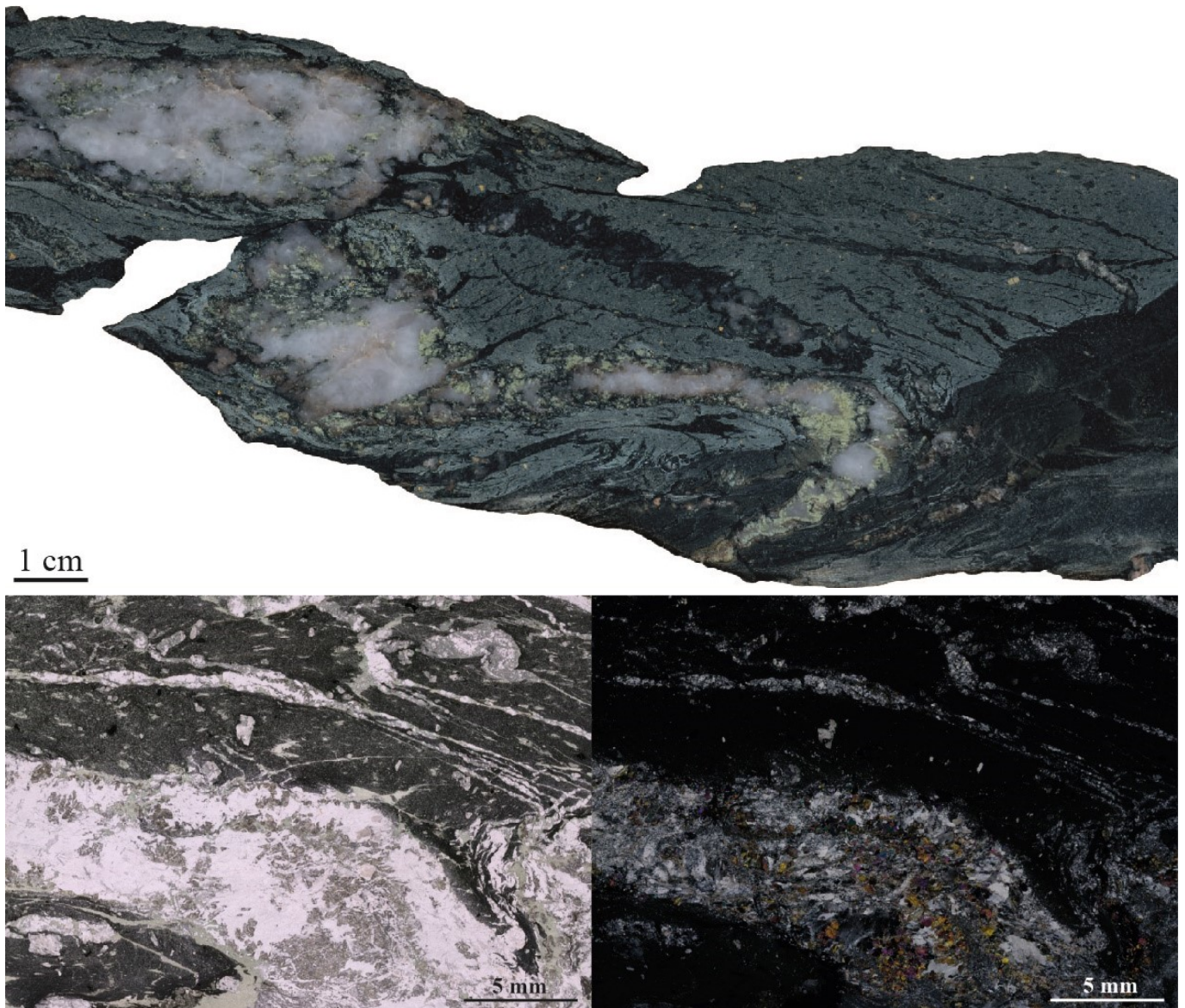


Abbildung 31: Phyllit mit verfalteter Quarzlage.

Oben: yz-Ebene des Handstücks mit einer weißen, gefalteten Quarzlage in einer divers strukturierten phyllitischen Matrix.

Unten: yz-Dünnschliff unter linear (links) und gekreuzt (rechts) polarisiertem Licht mit großem Quarzband und zahlreichen dünneren ptygmatischen Quarz-Falten. Nördlicher Müglitztalhang im Norden von Mühlbach, Aufschluss 32.



Abbildung 32: Gestörter phyllitischer Bohrkern mit zahlreichen Abschiebungen sowie mylonitischem Gefüge im unteren Part.

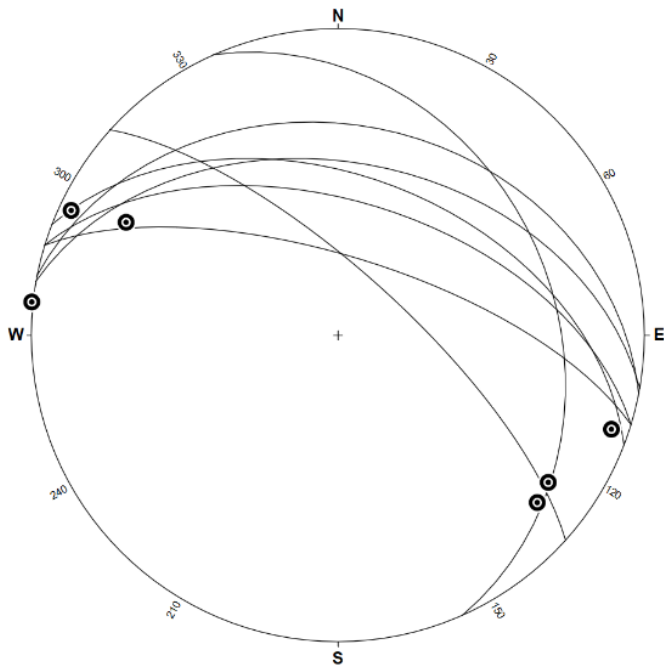


Abbildung 33: Gemittelte Foliationswerte der phyllitischen Aufschlüsse nordöstlich des Chlortgneises.

Die Foliationen (Linien) fallen generell mittelsteil nach NNE bis ENE ein und haben subhorizontal einfallende SE- bis WNW-ESE-orientierte Streckungslineationen (Punkte). Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

6.4 Schwach grünschieferfazielle Zone

Die Schwach grünschieferfazielle Zone enthält Gesteine mit einer beginnenden grünschieferfaziellen Überprägung. Sie besteht aus silurischen Gesteinen, die in abgescherten Linsen auftreten, sowie aus der Tuffit-reichen Gesteinsabfolge des Oberdevons. Die Schwachgrünschieferfazielle Zone wurde entlang der Maxen-Störung auf die Unter-grünschieferfazielle Zone überschoben.

6.4.1 Silur

Die dunklen silurischen Kiesel- und Alaunschiefer (Abbildung 34) kommen als langgestreckte, tektonisch abgescherte Linsen und Horizonte am SW-Rand des Elbtalschiefergebirges sowie innerhalb der devonischen und unterkarbonischen Decken des Elbtalschiefergebirges vor. Auf Grund schlechter Aufschlussverhältnisse war eine umfassende Probenahme und Strukturanalyse nicht möglich.



Abbildung 34: Handstückanschnitt eines schwarzen Kieselsteins auf dem Sandberg östlich von Wittgensdorf, Aufschluss 19.

6.4.2 Tuffit-reiche Gesteinsabfolge, Devon

Die Decken der devonischen Tuffit-reichen Gesteinsabfolge befinden sich südwestlich der Winterleithe-Störung und bestehen hauptsächlich aus leicht grünschieferfaziell überprägten Tuffiten mit kleinen Linsen aus Karbonaten (Abbildung 38 und Abbildung 42), Mikrogabbro bzw. Metabasalt sowie Tonschiefern (Abbildung 40), die teils in Wechsellagerung mit Grauwacken vorkommen (Abbildung 41).

Ein ursprünglich mafischer Tuffit besitzt eine sehr feinkörnige grünliche Epidot-Chlorit-Albit-Matrix (Abbildung 35). Diese Mineralparagenese ist typisch für grünschieferfazielle Metamorphosebedingungen. Selbiges gilt für die grünen Metabasite (Abbildung 36). Die Tonschiefer zeigen einen phyllitischen Glanz auf ihren Foliationsflächen bishin zu einer deutlichen Grünfärbung (Abbildung 39). In den Dünnschliffen sind die entsprechenden Glimmerlagen zu sehen, die diesen Glanz erzeugen (Abbildung 37). Da die Tonschiefer noch keine Phyllite sind, wird die Tuffit-reiche Gesteinsabfolge der beginnenden unteren Grünschieferfazies zugeordnet.

Die in einer Boudinage angeordneten Karbonatlinsen im grünschieferfaziellen Tuffit (Abbildung 35) lassen auf eine Scherung des Gesteins schließen, die die ehemaligen Karbonatlagen auseinandergezogen

hat. Auf Strike-Slip deuten auch die subhorizontal einfallenden NW-SE-orientierten Streckungslineationen hin, die damit parallel zum Streichen der Elbe-Zone ausgerichtet sind. Die Foliationen haben ein mittelsteiles Einfallen nach N bis überwiegend NE (Abbildung 43).

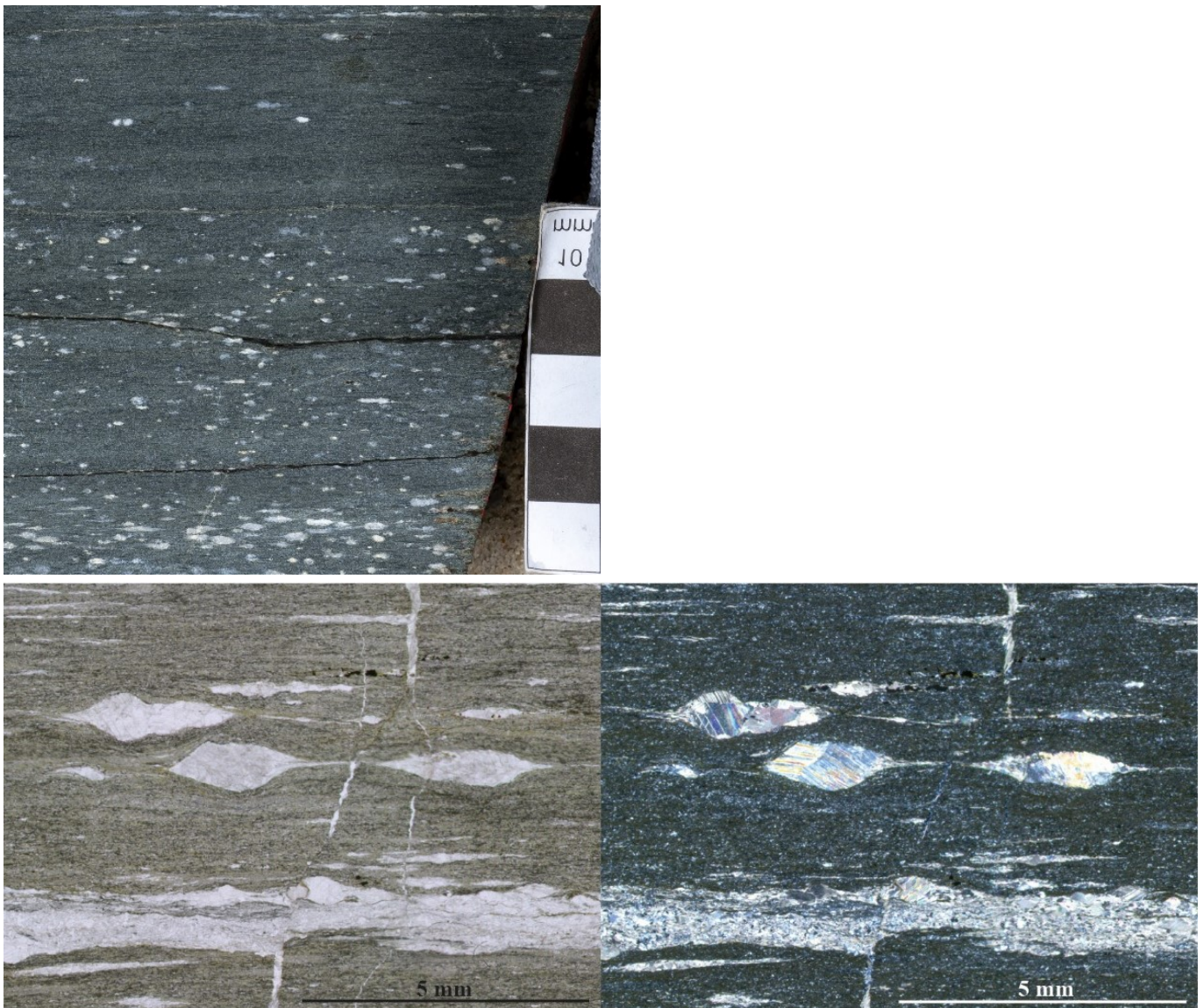


Abbildung 35: Grünschieferfazieller mafischer Tuffit mit Kalzitlagen- und linsen.

Oben: xz-Anschnitt der Gesteinsprobe mit dunkelgrüner Matrix und weißen Karbonatlinsen.
Unten: xz-Dünnschliff unter linear (links) und gekreuzt (rechts) polarisiertem Licht mit feinkörniger grüner Epidot-Chlorit-Albit-Matrix und weißen, mylonitisch aussehenden kristallinen Karbonatklasten sowie feinkörnigen Karbonatlagen. Felsen am Parkplatz der Müglitzbrücke nördlich von Mühlbach, Aufschluss 1

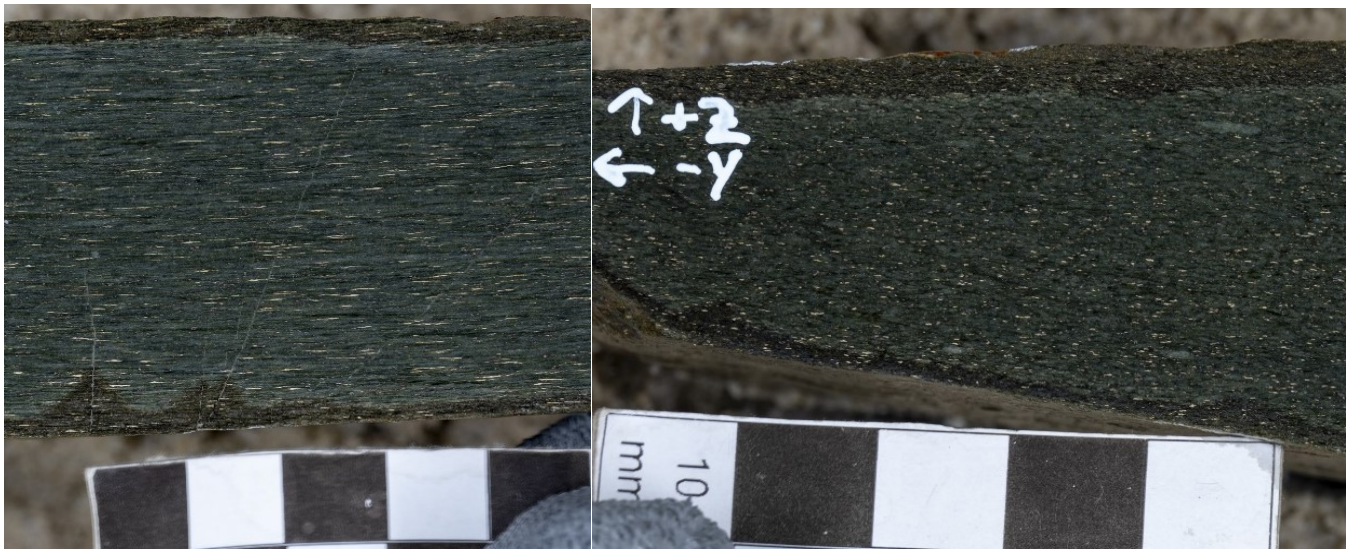


Abbildung 36: Handstück eines grünschieferfaziellen Metabasits mit eingeregelteten dünnen, stängeligen, gelben Pyritkörnern in einer dunkelgrünen Matrix.

Links: xz-Ebene (größte Streckung der Minerale). Rechts: yz-Ebene (Einengung der Minerale). Aufschluss 29 am Parkplatz Müglitzbrücke nördlich von Mühlbach.

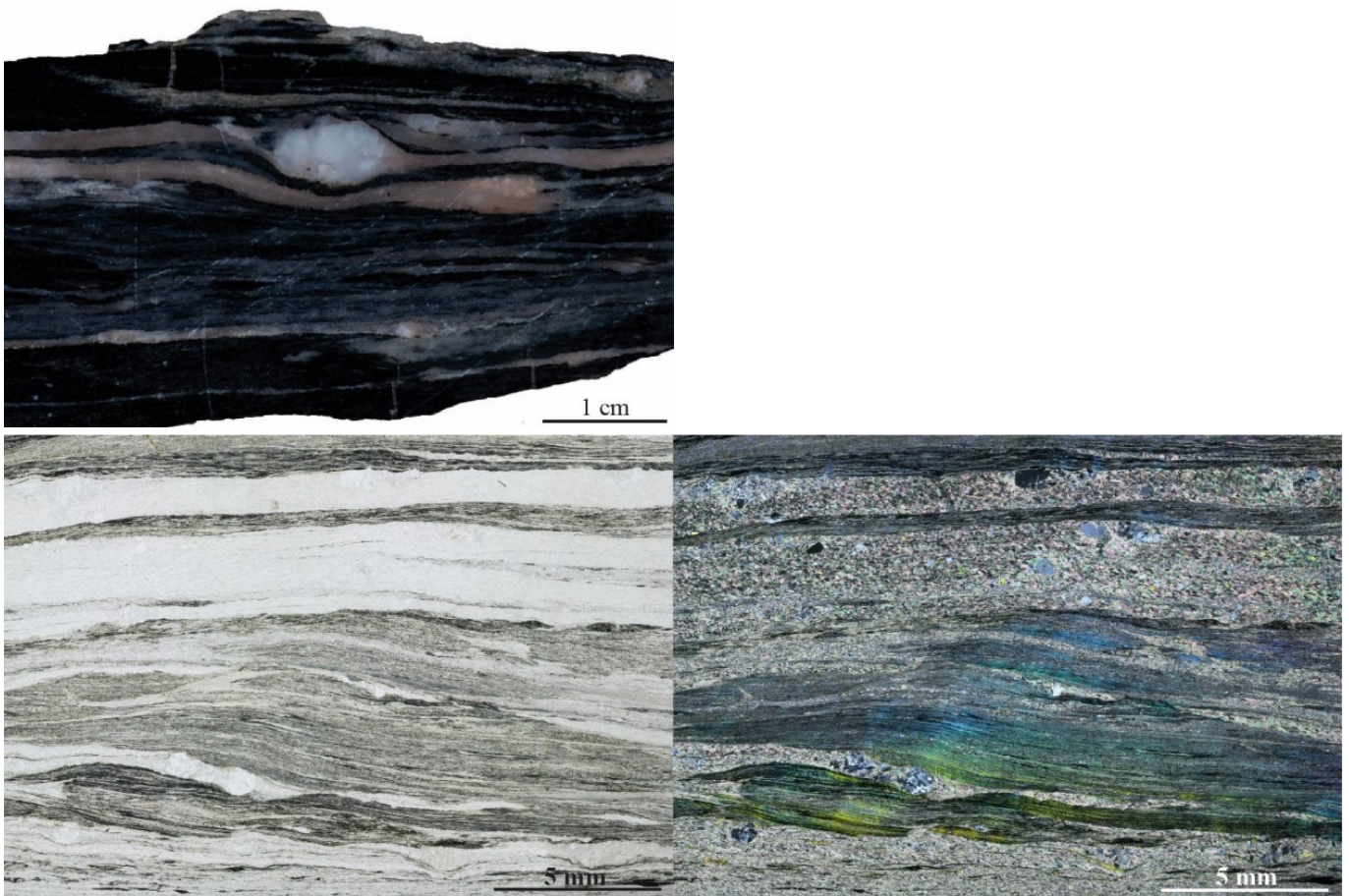


Abbildung 37: Phyllitischer Tonschiefer mit Karbonatlagen.

Oben: Handstück mit schwarzen Tonschiefer- und rötlichen bis weißen Karbonatlagen.

Unten: Dünnschliff unter linear (links) und gekreuzt (rechts) polarisiertem Licht mit feinen bunten Glimmer- und schwarzen graphitischen Lagen sowie hellen Karbonatlagen. Aufschluss 12 an Straße ca. 350 m östlich vom ehemaligen Kalkbrennofen bei Maxen.

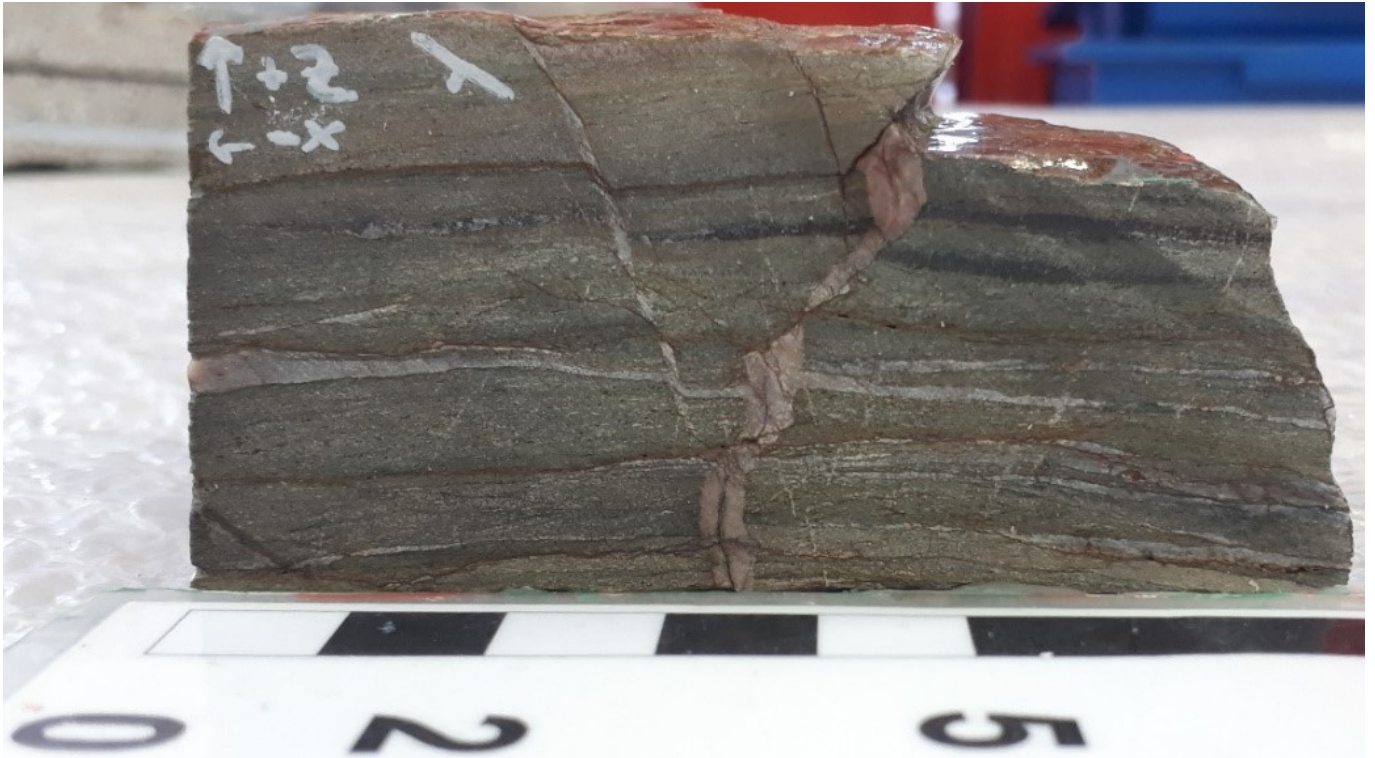


Abbildung 38: Handstück eines phyllitisches Karbonatgesteins vom ehemaligen Kalkbruch bei Maxen, Aufschluss 10.

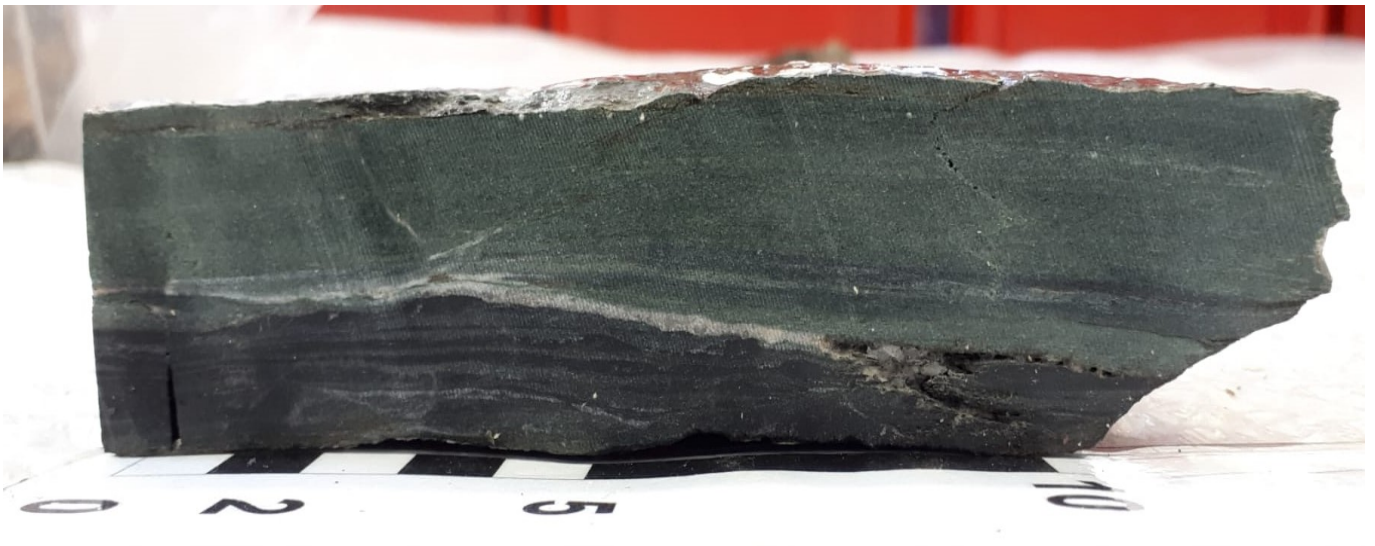


Abbildung 39: xz-Anschnitt eines Handstücks aus phyllitischem Tonschiefer mit erhöhtem grünem Phyllitanteil in der oberen Hälfte und erhöhtem graphitischen Anteil in der unteren Hälfte.

Aufschluss 11 an Straße ca. 350 m östlich vom ehemaligen Kalkbrennofen bei Maxen.

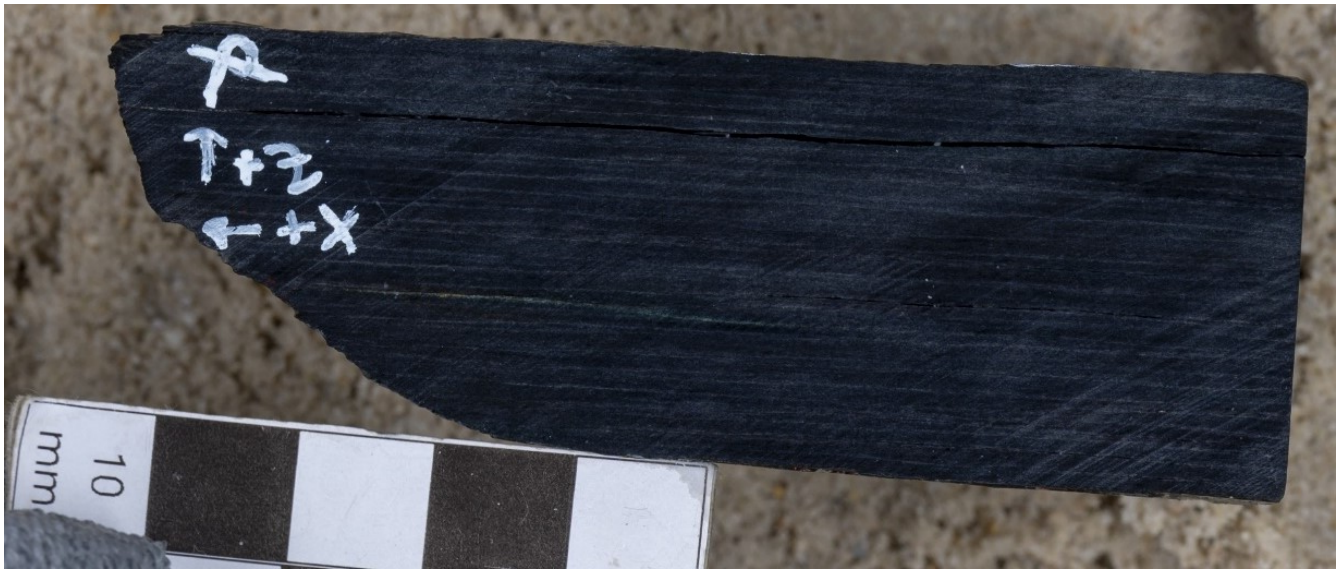


Abbildung 40: Handstück eines plattigen glänzenden Tonschiefers.

Nördlicher Müglitztalhang im Norden von Mühlbach, Aufschluss 31.



Abbildung 41: Handstück mit einer gestörten und verfalteten Tonschiefer-Grauwacke-Wechsel-lagerung.

Aufschluss 2 am Parkplatz Müglitzbrücke nördlich von Mühlbach.



Abbildung 42: Handstück eines plattigen, hellgrauen Kalkmarmors.

Aufschluss 38 westlich des Parkplatzes Müglitzbrücke nördlich von Mühlbach.

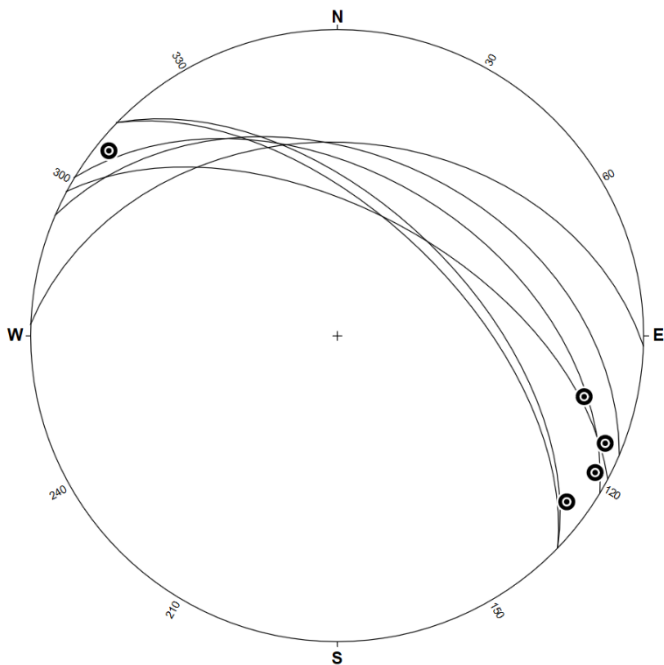


Abbildung 43: Gemittelte Foliationswerte der Aufschlüsse der devonischen Tuffit-reichen Gesteinsabfolge.

Die Foliationen (Linien) fallen generell mittelsteil nach NE ein und haben subhorizontale NW-SE-orientierte Streckungslineationen (Punkte). Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

6.5 Schwach metamorphe Zone

An der Winterleithe-Störung wurden die Gesteine der Schwach metamorphen Zone auf die Gesteine der Schwach grünschieferfaziellen Zone überschoben. Die Schwach metamorphe Zone umfasst sedimentäre Eduktgesteine aus dem Silur, Oberdevon und Unterkarbon. Die silurischen Gesteine treten in Scherlinsen auf und entsprechen der Beschreibung in Kapitel 6.4.1.

6.5.1 Silizit-reiche Gesteinsabfolge, Devon

Die devonische Silizit-reiche lithologische Abfolge (Abbildung 44) nordöstlich der Winterleithe-Störung beinhaltet foliierte Hornsteine, d.h. fast vollständig aus SiO_2 bestehende Silizite, Tonschiefer sowie untergeordnet Grauwacken.

In einem Wetzschiefer am Nordhang des Winterleithetals sind isoklinal verfaltete Quarzadern zu sehen (Abbildung 45), während im Seidewitztal ein xz-Anschnitt teils abgescherter, isoklinal verfalteter Hornstein-Tonschiefer-Lagen aufgeschlossen ist (Abbildung 46). Ob diese Lagen der originalen Schichtung entsprechen oder einer S1-Schieferung angehören, die durch eine S2-Schieferung verfaltet wurde, ist nicht eindeutig erkennbar. Die isoklinalen Faltenschenkel fallen mit ca. 70° nach NE ein, die Faltenachse sinkt mit 30° nach NW ab, der Faltenbau ist also SW-vergent und leicht nach NW gekippt. Damit ist er kohärent mit der NE-SW-gerichteten Akkretionsphase während der variszischen Gebirgsbildung, die vor der Scherung des gesamten Gebietes stattgefunden hat. Auf diesen nachträglichen Strike-Slip deutet eine subhorizontal einfallende NW-SE-orientierte Streckungslineation hin, die damit parallel zum Streichen der Elbe-Zone ausgerichtet ist. Die Foliationen haben ein einheitliches mittelsteiles Einfallen nach NE (Abbildung 47).

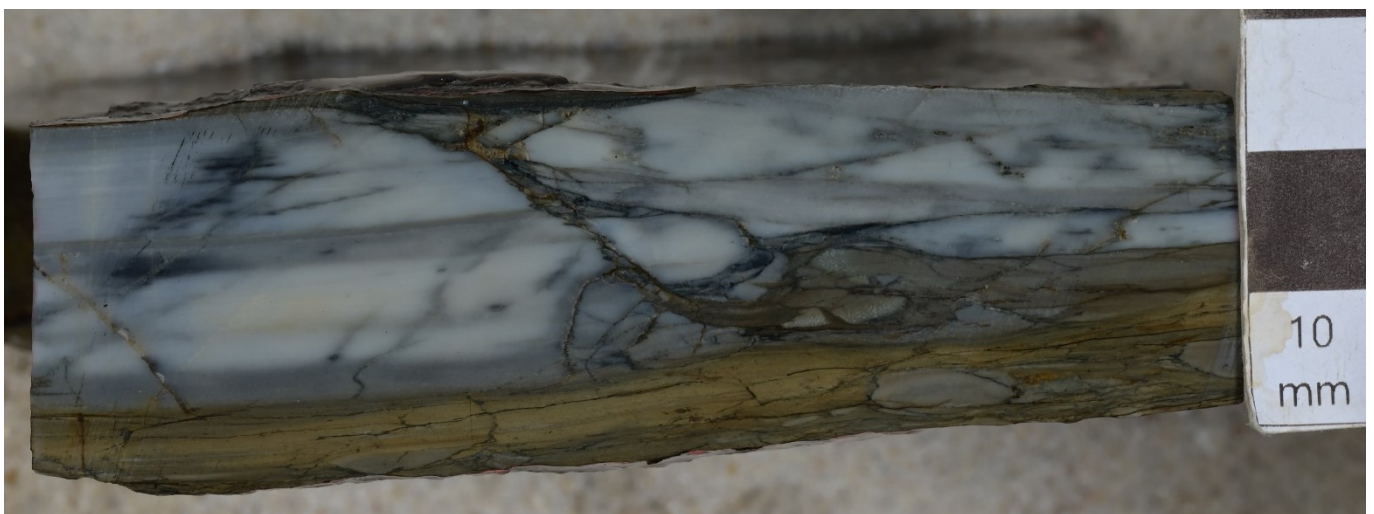


Abbildung 44: Leicht foliiertes Hornsteinhandstück vom Südhang des Winterleithetals, Aufschluss 42.



Abbildung 45: Blick von oben auf einen harten Tonschiefer (Wetzschiefer) mit isoklinal gefalteten Quarzadern am Nordhang des Winterleithetals, Aufschluss 41.



Abbildung 46: Teils zerscherte, isoklinale SW-vergente Knickfalten in einer Hornstein-Tonschiefer-Wechsellagerung.

Der Anteil kompetenter Lagen (Silizite) ist bedeutend größer als der Anteil inkompetenter Lagen (dünne Tonschieferlagen), weshalb sich Knickfalten ausbilden konnten. Straßenaufschluss 123 am Westhang der Seidewitz etwa 350 m nördlich der Mündung des Großröhrsdorfer Baches in die Seidewitz.

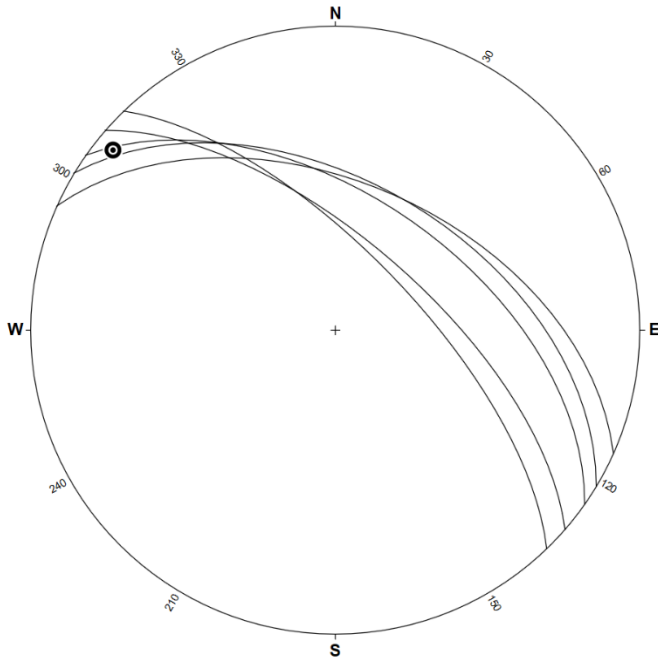


Abbildung 47: Gemittelte Foliationswerte der Aufschlüsse der devonischen Silizit-reichen Gesteinsabfolge.

Die Foliationen (Linien) fallen generell mittelsteil nach NE ein und haben eine subhorizontal einfallende NW-SE-orientierte Streckungslineation (Punkt). Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

6.5.2 Unterkarbonische Metasedimente

Die unterkarbonischen Metasedimente schließen sich an die devonische Silizit-reiche Gesteinsabfolge an. Analog zu dieser lassen sich im weiteren Verlauf des Seidewitzs Knickfalten mit Abscherhorizonten auch in den unterkarbonischen Sedimentgesteinen beobachten (Abbildung 48). Die gemessenen Faltenschenkel sind ähnlich steil wie im Devon und fallen etwas rotiert nach ENE ein. Die Faltenachse zeigt subhorizontal nach NNW, die im Aufschluss beobachteten WSW-vergenten Falten sind also kaum gekippt. In einem Bohrkern sind eine verfaltete Wechsellagerung aus Tonschiefern und Grauwacken und die dazugehörige mittelsteile Transversalschieferung gut erkennbar (Abbildung 50). Die Falten sind ein direkter Indikator für die Akkretionstektonik während der variszischen Gebirgsbildung, die bis in das Unterkarbon angedauert hat. Die darauffolgende Strike-Slip-Tektonik wird durch das Auftreten flach nach NW einfallender, also elbezonenparalleler Streckungslineationen belegt, die unter anderem an Kieselschiefer-Hornstein-Konglomeraten gemessen wurden. Die Konglomerate weisen eine deutliche Einregelung der Geröllkomponenten auf und sind durch Deformation leicht foliiert. Was weniger an der Oberfläche, dafür in frischen Bohrkernen umso besser erkennbar ist, sind die scharfen, teils unregelmäßigen Übergänge der Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerate in Grauwacke-Tonschiefer-Wechsellagerungen (Abbildung 49). Dies legt die Vermutung nahe, dass kein kontinuierliches Coarsening- bzw Fining-Upward stattfand, sondern die Konglomerate als wiederkehrende, kurzlebige Geröllströme in die sonst ruhigen marinen Ablagerungsräume der Tonschiefer und Grauwacken hineingeglitten sind.

Solche Prozesse wären im Szenario einer Beckenrandlage möglich, in der parallel der langen Beckenachse distales Material kontinuierlich hineingetragen und abgelagert wird, während vom Beckenrand aus proximale Sedimente in unregelmäßigen Abständen zwischengeführt werden. In Folge der Akkretionierung wurden diese Beckensedimente dann verfaltet und leicht foliiert. Die Foliationsflächen fallen mittelsteil nach NE ein, mit Ausnahme zweier Aufschlüsse im SW des Untersuchungsgebietes, wo die Flächen umbiegen und nach NW fallen (Abbildung 51, Abbildung 52).



Abbildung 48: Unterkarbonischer Aufschluss mit isoklinalem WSW-vergentem Faltenbau.

Klippen am Nordhang des Dürtleitengrunds etwa 50 m westlich der Kreuzung mit dem Seidewitztal, Aufschluss 124.



Abbildung 49: Scharfer Kontakt einer Tonschiefer-Grauwacke-Wechselagerung in der oberen Hälfte zum Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat in der unteren Hälfte in einem Bohrkern.

Die Wechselagerung aus Tonschiefer (schwarz) und Grauwacke (grau) ist mehrfach an weißen als auch kaum sichtbaren dunklen Rissflächen versetzt und wird oben von weißen Rissen durchquert. Das Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat wurde entlang seiner yz-Ebene geschnitten, weshalb die großen Klaster oval bis kugelförmig auftreten.



Abbildung 50: xz-Ebene einer gefalteten Tonschiefer-Grauwacke-Wechselagerung im Bohrkern.

Die zugehörige Schieferung zieht sich gut sichtbar von oben links nach unten rechts. Nach der Faltung wurde die Wechselagerung im oberen Teil an einer weißgelben Rissfläche versetzt

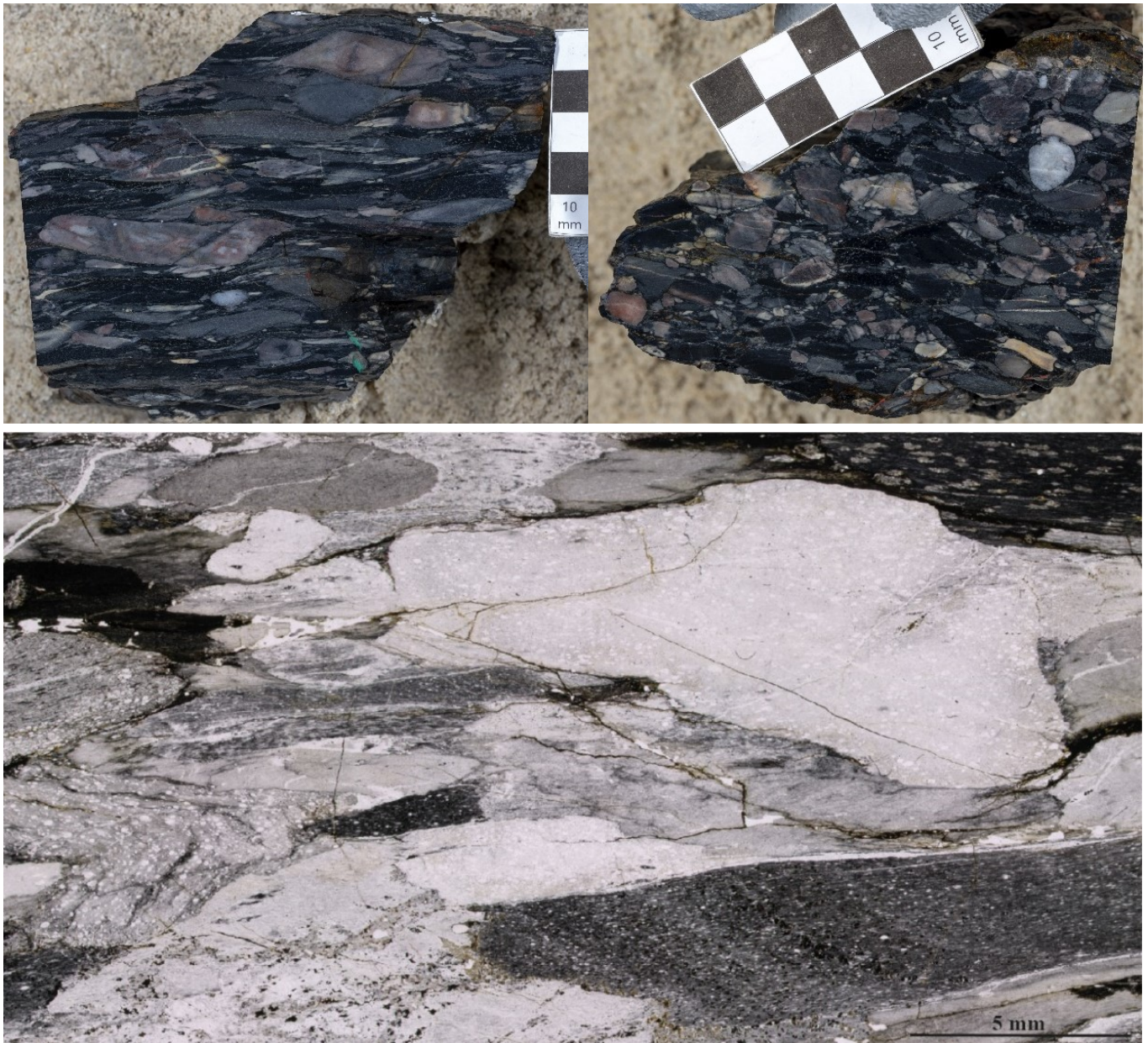


Abbildung 51: Eingeregelttes Kieseliefer-Hornstein-Konglomerat.

Links oben: xz-Ebene einer Probe mit gelängten Geröllen.

Rechts oben: yz-Seite derselben Probe mit rundlichen Geröllquerschnitten.

Unten: xz-Dünnschliff unter linear polarisiertem Licht, in welchem eine durchgängige Foliation zu sehen ist. Besonders deutlich wird diese in dunklen Körnern mit horizontal orientierten hellen Klasten (Ecke rechts oben im Bild) sowie an der vertikal eingengten Falte (links im Bild). Lesesteine und kleine Aufschlüsse auf dem Blaueberg nördlich von Gombsen, Aufschluss 37.

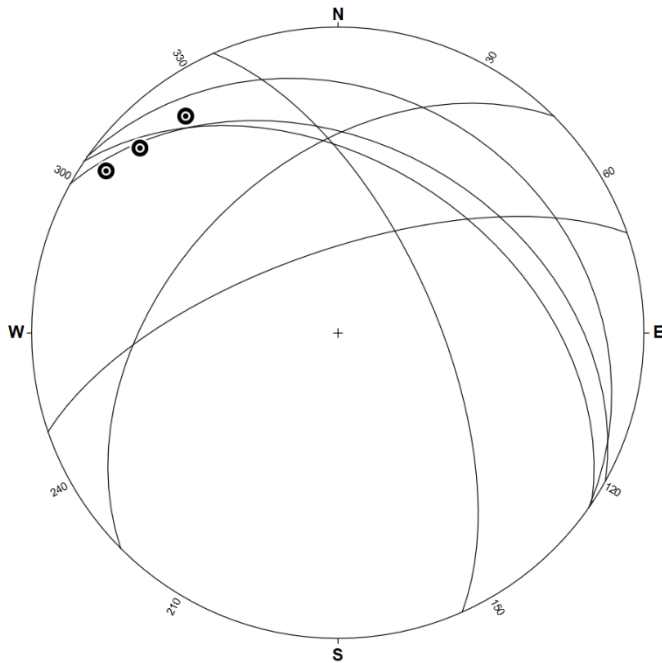


Abbildung 52: Gemittelte Foliationswerte der unterkarbonischen Aufschlüsse.

Die Foliationen (Linien) fallen generell mittelsteil nach NE ein und haben subhorizontal einfallende NW-orientierte Streckungslineationen (Punkte). Die Ausnahme bilden zwei nach NW fallende Foliationsflächen im SE des Untersuchungsgebietes. Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

6.6 Hochtemperatur-Niedrigdruck (HT-LP)-metamorphe Zone

Die HT-LP-metamorphe Zone umfasst metamorphe Gesteinsabfolgen, die ursprünglich als kontaktmetamorph angesprochen wurden (KURZE et al. 1992 und ALEXOWSKY et al. 1997), nach Ergebnissen dieser Arbeit aber auch regionalmetamorphen Einfluss zeigen. Die HT-LP-Einheit 1 umfasst metasedimentäre Sequenzen, während die HT-LP-Einheit 2 metasedimentär als auch metamagmatisch geprägt ist. Getrennt werden beide Einheiten durch eine Störung.

6.6.1 HT-LP-Einheit 1

Die HT-LP-Einheit 1 umfasst Eduktgesteine aus Areniten, Tonschiefern und Grauwacken. Die Gesteine wurden durch eine hochtemperierte Metamorphose zu Hornfelsen, Fruchtschiefern, Glimmerschiefern und Graphitquarziten umgewandelt. Als charakteristisches metamorphes Mineral tritt Chiasolith (Kreuz-Andalusit) auf.

Am Aufschluss 55 steht ein granathaltiger Cordieritschiefer an. Der Großteil des lagigen Gesteins besteht aus einer feinen Quarz-Oligoklas-Matrix mit unterschiedlichen Gehalten an Glimmern sowie punktförmig verteilten schwarzen Cordieriten, die im Dünnschliff überwiegend alteriert sind (Abbildung 54). In nur vereinzelt vorkommenden biotitreichen Lagen konnten bisher nicht beschriebene Granate entdeckt werden (Abbildung 53), die an diese Glimmerlagen gebunden sind. Sie sind kaum zoniert und

entsprechen geochemisch zu ca. 75 % dem Almandin, 15 % dem Spessartin und 8 % dem Pyrop. Die Granate weisen kaum Inklusionen auf, deshalb ist eine prä- oder syntektonische Einordnung nicht eindeutig. Einzig eine postkinematische Entstehung ist aufgrund der die Granate und Cordierite umfließenden Matrix ausgeschlossen. Auch eine relative zeitliche Einordnung zwischen Granat und Cordierit ist aufgrund mangelnder Verbundsverhältnisse nicht geklärt. Fest steht, dass die Granate an biotitreiche Lagen gekoppelt sind, während in den biotitarmen Bereichen des Gesteins Cordierite auftreten.

Dieser wie auch die anderen bemessenen Aufschlüsse weisen eine subvertikale Foliation mit WNW-ESE-Streichen auf (Abbildung 56). Besagte Foliation lässt sich auch im Dünnschliff des granathaltigen Cordieritschiefers erkennen, bei dem die Matrix die Cordierite, bzw. deren Alterationsprodukte, als auch die Granate umfließt. Die Richtung der Streckungslineationen waren nicht eindeutig bestimmbar. Zwei senkrecht zueinander gesetzte Schnitte im granathaltigen Cordieritschiefer zeigten jedoch unterschiedliche Längungen der Biotitkörner, die eine Mineralstreckung durch Verformung belegen. Auf tektonische Beanspruchung weist auch der entlang seiner Längsachse auseinandergezogene Andalusit in Abbildung 55 hin. Damit wird eine alleinige kontaktmetamorphe Überprägung des Gesteins ausgeschlossen. Vielmehr handelt es sich um eine Regionalmetamorphose, die aufgrund des Auftretens von Almandin, Cordierit sowie Andalusit einem HT-LP-Pfad zugeordnet werden kann. Dementsprechend wird die HT-LP-Einheit 1 in die obere LP-Grünschieferfazies bis LP-Amphibolitfazies eingestuft.

Da es vom schwach metamorphen Unterkarbon zu den temperaturbetonten regionalmetamorphen Gesteinen der HT-LP-Einheit 1 einen ersichtlichen Metamorphosesprung gibt, muss die HT-LP-Einheit eine Decke bilden, die an der Donnerberg-Störung auf das Unterkarbon geschoben wurde.



Abbildung 53: Handstück des granathaltigen Cordieritschiefers mit einer glimmerreichen Foliationsfläche (oben), in welcher rote Granatkristalle (unten vergrößert dargestellt) gewachsen sind.

Aufschluss bei einer kleinen Waldeinfahrt an der S176 ca. 150 m östlich der Kreuzung L174-Nentmannsdorf auf der südlichen Seidewitztalenseite, Aufschluss 55.

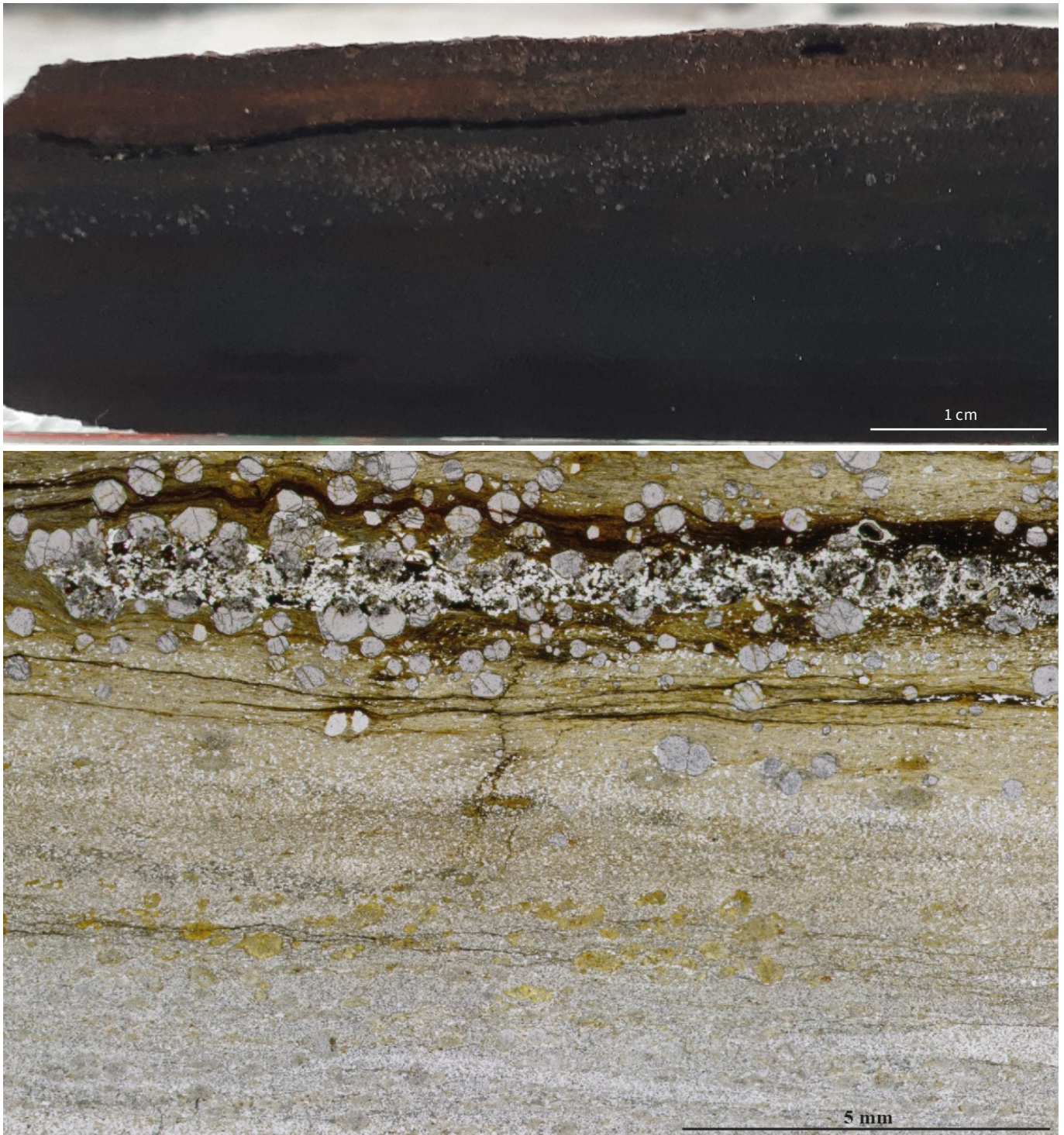


Abbildung 54: Seitenanschnitt des granathaltigen Cordieritschiefers.

Oben: Handstückanschnitt. Die obere Hälfte der Gesteinsprobe enthält braune Glimmerlagen, in denen Granate (im Bild als helle Punkte) gewachsen sind, während die dunkle untere glimmerarme Hälfte von Cordieriten durchzogen ist.

Unten: Dünnschliff unter linear polarisiertem Licht mit hellgrauen, teils zerbrochenen idiomorphen (in biotitreichen Lagen) bis xenomorphen (in biotitarmen Lagen) Granaten in der oberen Hälfte. Im unteren Part sind oft alterierte Cordierite in Form dunkelgrauer bis braungelber Flecken zu sehen, Aufschluss 55.



Abbildung 55: Chiastolith-Knotenschiefer.

Oben links: Foliationsfläche einer Gesteinsprobe mit stängeligen, in alle Richtungen ragenden Andalusit-Kristallen.

Oben rechts: Seitenanschnitt der Gesteinsprobe, auf dem der leicht lagige Aufbau des Gesteins erkennbar ist. Die Andalusite tauchen punktiert oder gelängt, aber nahezu parallel zur Foliation auf.

Unten: Dünnschliff aus dem Seitenanschnitt unter linear polarisiertem Licht. Ein Chiastolith wurde entlang seiner Längsachse tektonisch auseinandergezogen. In den Basisschnitten sind die für den Chiastolith (Kreuz-Andalusit) typischen Kreuze gut zu erkennen.

Lesesteine auf dem Berghang auf der nördlichen Seidewitztalseite auf halbem Wege zwischen der Nentmannsdorf-Kreuzung und der Wilden Kirche, Aufschluss 56.

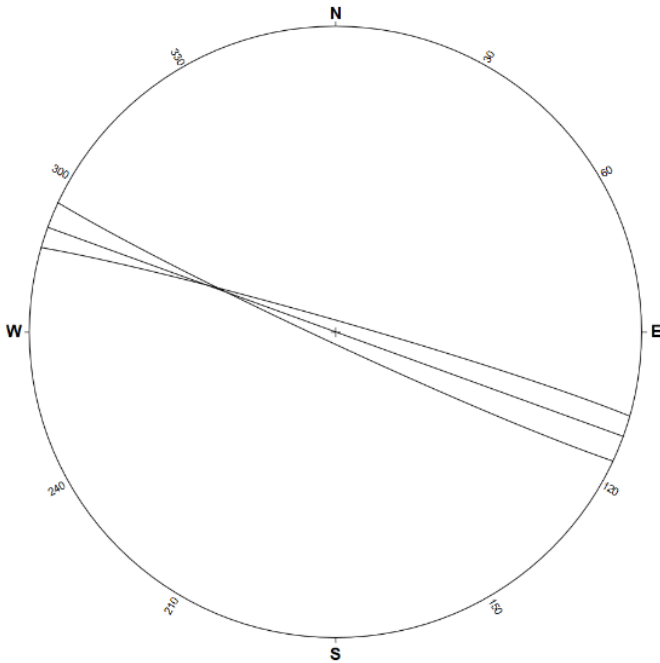


Abbildung 56: Gemittelte Foliationswerte der Aufschlüsse der HT-HP-Einheit 1.

Die Foliationen (Linien) fallen subvertikal ein und streichen von WNW nach ESE. Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

6.6.2 HT-LP-Einheit 2

Die HT-LP-Einheit 2 umfasst eine metamagmatisch-metasedimentäre Gesteinsabfolge, bestehend aus Eduktgesteinen verschiedener basischer Tuffe und Tuffite, mafischer Magmatite (Abbildung 58), Tonschiefer und Karbonatgesteine, die durch hochtemperierte Metamorphose überprägt wurden. So wurden u.a. Tonschiefer in Knoten- und Glimmerschiefer, Karbonate in Marmore und kalkhaltige Schiefer in gebänderte Kalksilikate umgewandelt. Zudem existieren porphyrische Metabasalte sowie ein Horizont von groben Flatschen- und Bombentuffiten sowie Mandelsteinen. Die Metakarbonate und Metabasalte liegen als eingescherte Linsen und Horizonte vor.

Eine tuffitische dunkle Probe stellte sich im Dünnschliff als Epidot-Aktinolith-Schiefer heraus (Abbildung 57). Aufgrund dieser markanten Mineralparagenese wird der HT-LP-Einheit 2 ein grünschieferfazialer Metamorphosegrad zugeteilt. Im Dünnschliff waren zudem parallel zur Foliation versetzte Epidot-Adern sowie gescherte, asymmetrische Klaster zu beobachten, die auf eine nachträgliche Scherung hinweisen. In der Einheit konnten allerdings auch Kalksilikate gefunden werden, die typisch für eine temperaturbetonte Metamorphose sind (Abbildung 59). Ob diese mit der grünschieferfazialen Regionalmetamorphose oder mit einer separaten Kontaktmetamorphose zusammenhängt, kann nicht eindeutig bestimmt werden. Zusammenfassend wird die Metamorphose der HT-LP-Einheit 2 daher als Hochtemperatur-Niedrigdruck (HT-LP)-grünschieferfazial angesprochen.

An den entnommenen Proben treten zudem oft Alterationserscheinungen und Silifizierungen auf, z. B. in Form von Quarzsäumen und sekundär verfüllten Drusen in einem Mandelstein, die auf eine zusätzliche hydrothermale Überprägung schließen lassen (Abbildung 60). Die Foliationen als auch Streckungslineationen weisen verschiedene Einfallrichtungen sowie -winkel auf (Abbildung 61) und deuten auf einen komplexeren tektonischen Bau der HT-LP-Einheit 2 hin.

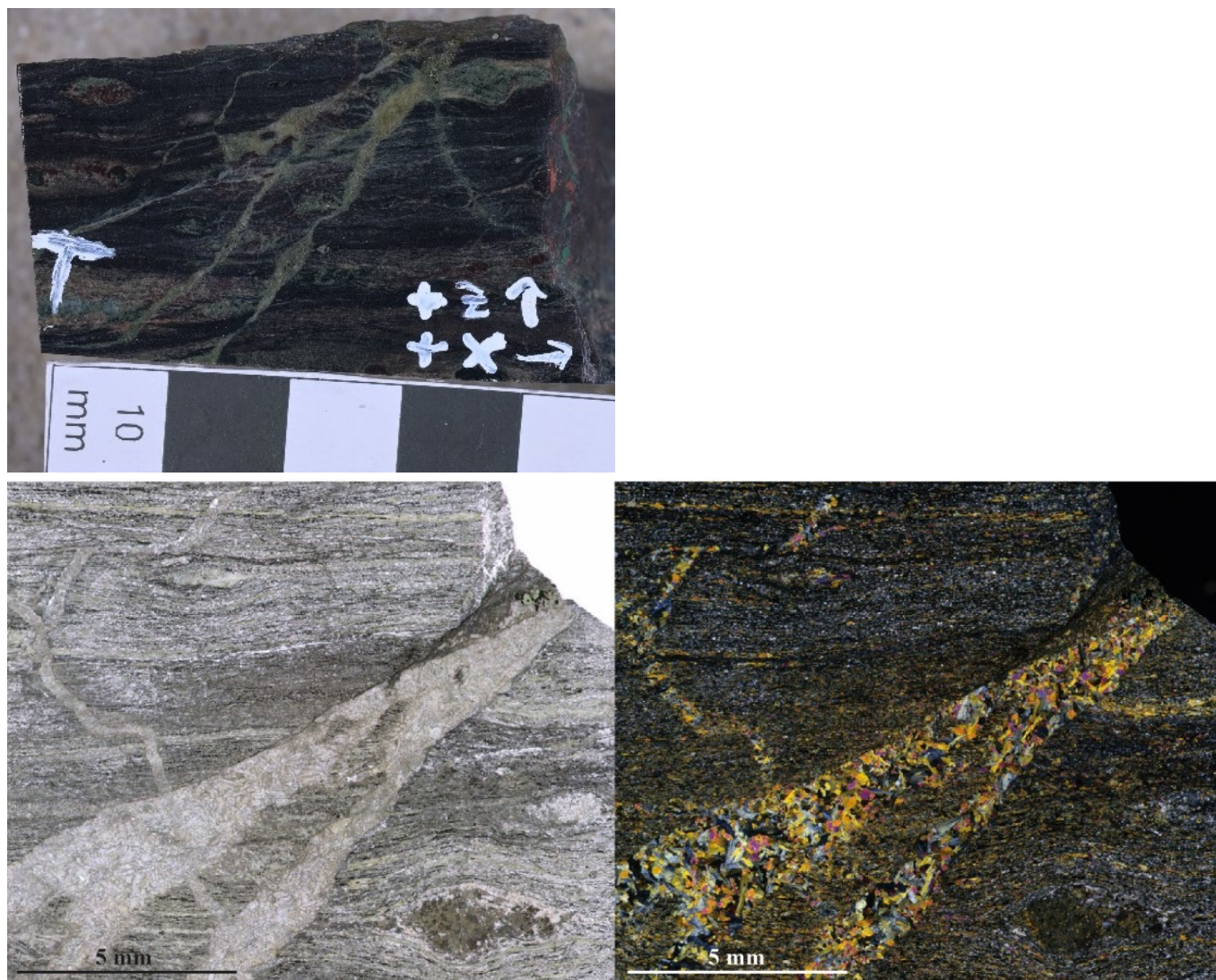


Abbildung 57: Epidot-Aktinolith-Schiefer, hervorgegangen aus einem mafischen Tuffit

Oben: xz-Ebene der Gesteinsprobe mit dunkler Matrix, fleckig aussehenden Boudin-Linsen und grünen Epidot-Karbonat-Rissen.

Unten: xz-Dünnschliff unter linear (links) und gekreuzt (rechts) polarisiertem Licht mit alterierten Linsen und Epidot-Karbonat-Rissen, die im gekreuzt polarisierten Licht bunt und hellgrau aufleuchten.

Der von oben kommende Riss ist parallel zur Foliation einmal dextral und einmal sinistral versetzt.

Aus dem ehemaligen Steinbruch im Seidewitztal gegenüber des aktuellen Hornblendebruchs nordöstlich von Nentmannsdorf, Aufschluss 25.



Abbildung 58: Handstück aus grobkörnigem Gabbro.

Aus dem ehemaligen Steinbruch im Seidewitztal gegenüber des aktuellen Hornblendebruchs nordöstlich von Nentmannsdorf, Aufschluss 24.



Abbildung 59: Handstück aus gebändertem Kalksilikatfels mit hellgrauen Karbonatlagen und dunkelgrauen Silikatlagen.

Aus dem ehemaligen Steinbruch im Seidewitztal gegenüber des aktiven Hornblendebruchs nordöstlich von Nentmannsdorf, Aufschluss 26.

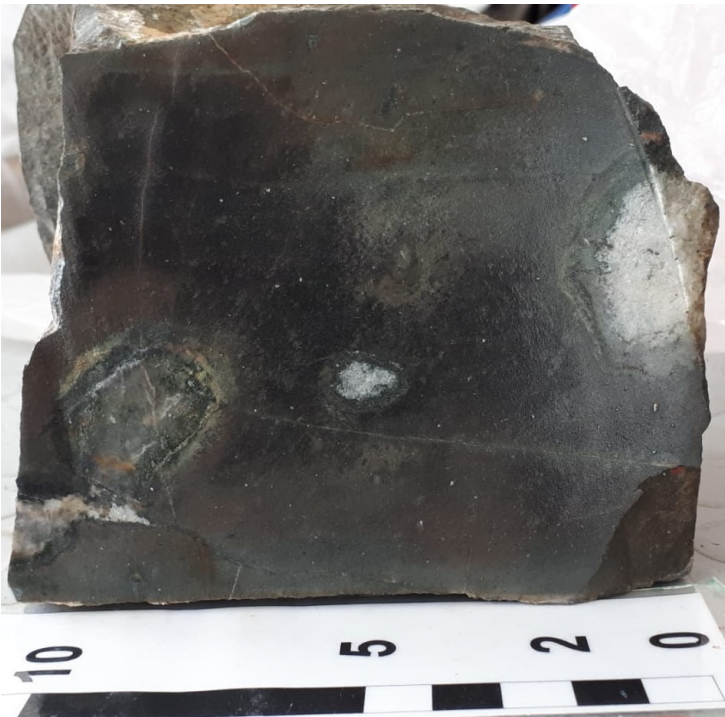


Abbildung 60: Handstück aus dunklem Mandelstein mit silifizierten Quarzsäumen und randlich alterierten, quarzgefüllten Drusen.

Aus dem ehemaligen Steinbruch im Seidewitztal gegenüber des aktuellen Hornblendebruchs nordöstlich von Nentmannsdorf, Aufschluss 22.

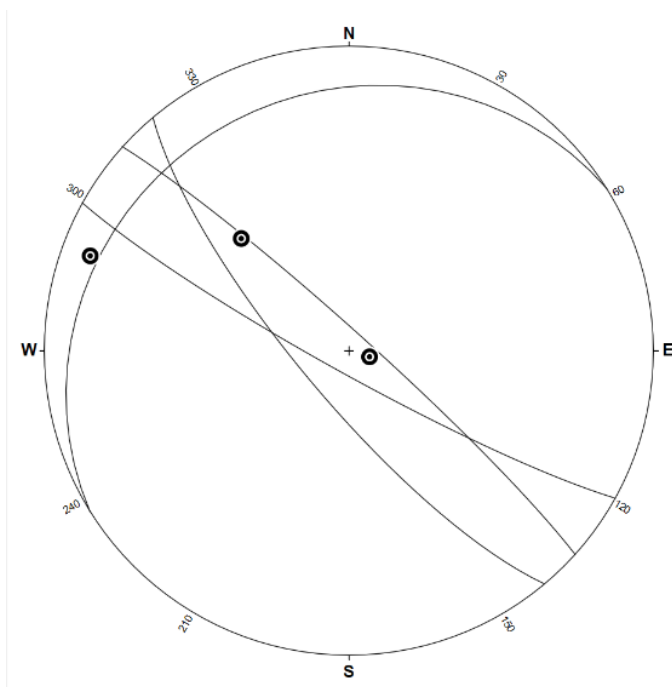


Abbildung 61: Gemittelte Foliationswerte der Aufschlüsse der HT-LP-Einheit 2.

Die Foliationen (Linien) verlaufen entweder subvertikal nach NW-SE oder fallen flach nach NW. Die Streckungslineationen (Punkte) zeigen ebenfalls eine hohe Streuung und fallen steil bis flach ein. Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

6.7 SW-Rand der Lausitz - die Weesensteiner Metasedimente

Der südwestliche Rand des Lausitz-Blockes wird vom Elbtalschiefergebirge durch die Weesenstein-Störung, einen Teil der Westlausitzer Störung, abgegrenzt (Abbildung 7) und umfasst die Weesensteiner Metasedimente aus Grauwacken und Grauwackenpeliten, in die ein morphologisch heraustretender Quarzit-Horizont (Purpurberg-Quarzit) eingelagert ist. Die Gesteine wurden im Randbereich des Dohner Granodiorits kontaktmetamorph überprägt.

Die beprobten Weesensteiner Grauwacken fallen mittelsteil nach WNW bis NNE ein und haben subhorizontale Streckungslineationen, die auf Strike Slip hinweisen (Abbildung 63). In den Aufschlüssen 49 und 50 konnten zudem einzelne Scherbänder als Knickfalten beobachtet werden (Abbildung 62).



Abbildung 62: Aufschluss der Niederseidewitzer Grauwacke mit einzelnen Knickfalten.

Die Foliation fällt mittelsteil nach WNW ein. Am bergaufführenden Waldweg ost-südöstlich des Bahnhofs von Weesenstein, Aufschluss 50.

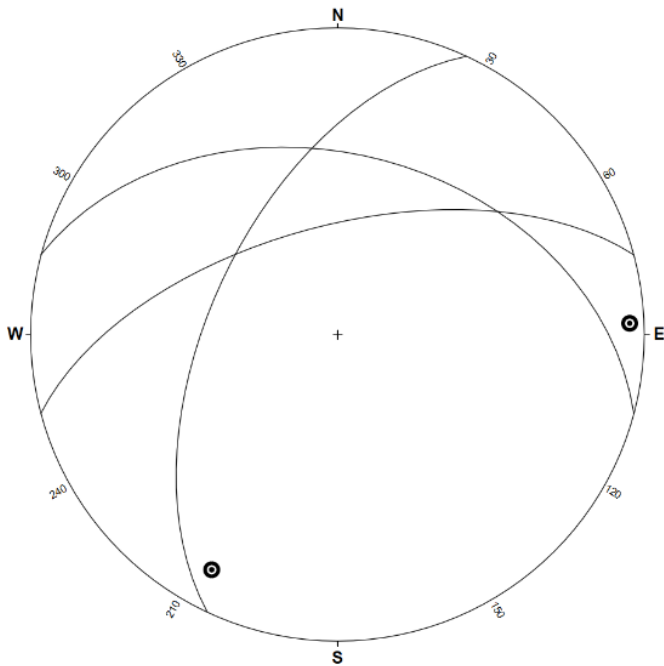


Abbildung 63: Gemittelte Foliationswerte der Aufschlüsse der Weesensteiner Metasedimente.

Die Foliationen (Linien) fallen mittelsteil nach WNW bis NNE ein und haben subhorizontale Streckungslineationen (Punkte). Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

6.8 Synkinematische Granitoide des Meißener Massivs

Im Norden des Untersuchungsgebietes sind spätvariszische Plutonite mit einer Vielfalt verschiedener Gesteinstypen in einem schmalen Bereich aufgeschlossen. Sie gehören zum basisch-intermediären Zweig des komplex aufgebauten, plutonischen Meißener Massivs, dessen südöstliche Ausläufer bis in das Elbtalschiefergebirge hineinreichen (ALEXOWSKY et al. 1999). Diese Ausläufer streichen parallel zur Elbe-Zone, also NW-SE, und schneiden die Weesensteiner Metasedimente, die HT-LP-metamorphe Zone sowie das schwach metamorphe Unterkarbon (Abbildung 6). Den südöstlichen Abschluss bildet der Hornblende-Biotit-Granodiorit (bis Hornblende-Biotit-Quarzmonzodiorit) von Weesenstein. Nach NW schließen sich weitere Granodiorite, Diorite bis Monzonite an, die häufig biotit-, hornblende- und/oder pyroxenhaltig sind. Der Granodiorit von Weesenstein als auch die Monzonite weisen nach ALEXOWSKY et al. (1999) eine schwache Gefügeregelung (Paralleltextur) nach NW-SE auf.

DR. HENJES-KUNST (erwähnt in ALEXOWSKY et al. 1999) bestimmte für den quarzführenden Hornblende-monzonit von der Steinlinde südlich Burgstädtel (Dohna) im Elbtalschiefergebirge ein Alter von $333,4 \pm 7$ Ma. Damit ist dieses kongruent mit den Intrusionsaltern des Meißener Massivs nordwestlich des Untersuchungsgebietes. Der Monzonit des Meißener Massivs wurde von NASDALA et al. (1999) auf 326 ± 6 Ma und 330 ± 5 Ma (SHRIMP U-Pb) datiert. HOFMANN et al. (2009) erhielten Intrusionsalter von 334 ± 3 Ma.

6.9 Postkinematische Magmatite des Permokarbons

Das Ende der Deformation des Elbtalschiefergebirges markieren die postkinematischen permokarbo-nischen Magmatite des Untersuchungsgebietes. Diese Magmatite sind nicht verformt, schneiden die deformierten Lithologien und können einen signifikanten Härtekontrast zu den Nebengesteinen dar-stellen.

Während der magmatischen Hochphase im obersten Unterkarbon bis Perm bildeten sich innerhalb des Elbtalschiefergebirges neben Gängen aus Lamprophyren, Mikrograniten, magmatischen Brekzien, Ap-liten, Daziten und Trachyten bis Andesiten (LfULG 2018) am Randbereich zum Erzgebirge zahlreiche Rhyolithgänge aus, die die deformierten Einheiten innerhalb der Mittelsächsischen Scherzone queren oder parallel zu ihnen verlaufen. Sie sind Teil des Sayda-Berggießhübeler Gangschwarms, von dem zwei Gänge je auf 314 Ma und 311 Ma datiert wurden (TICHOMIROVA et al. 2022). Die Rhyolithe im Lockwitztal weisen magmatische Fließgefüge auf (Abbildung 65) und haben ein nahezu orthogonales Kluftsystem, welches sich im Aufschluss in einem quadrigen Erscheinungsbild äußert (Abbildung 64).

Zudem introduzierte im SE des Elbtalschiefergebirges ein größerer Pluton, der Granit von Markersbach (Abbildung 66), der die dortigen deformierten Einheiten abschneidet und kontaktmetamorph über-prägt hat. Er wurde auf 327 Ma (HOFMANN et al. 2009) datiert und gibt damit das Minimumalter der Be-ndigung der variszischen Strike-Slip-Tektonik im obersten Unterkarbon im Untersuchungsgebiet an. Der Granit von Markersbach setzt sich aus verschiedenen fein- bis grobkörnigen Granitvariation zusam-men (Abbildung 66). Sein Kluftflächensystem besteht aus vier dominanten Klufttrichtungen, von denen drei steil in ca. 60 ° Winkeln zueinander streichen und eine nahezu subhorizontal liegt (Abbildung 67).

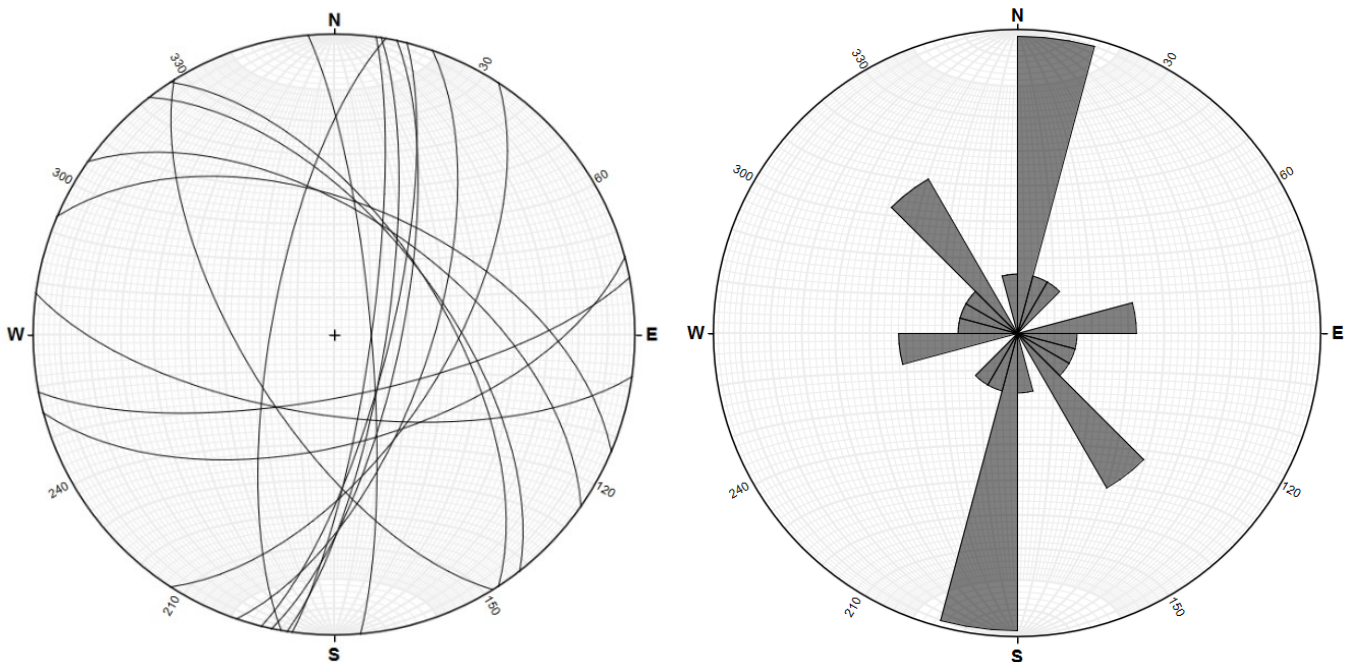


Abbildung 64: Klufflächen des Rhyolithaufschlusses 7 am westlichen Lockwitztalhang im Süden von Lungkwitz.

Oben: Quadriger Rhyolithaufschluss mit nahezu orthogonalem Kluffsystem. Zum Teil war Säulenbildung erkennbar.

Unten links: Orientierung der Klufflächen (Linien) in einem Schmidtschen Netz, untere Halbkugel.

Unten rechts: Rosendiagramm der Streichrichtung der Klufflächen. Drei prominente Kluffrichtungen treten hervor: NNE-SSW, NW-SE sowie E-W, die ein in etwa orthogonales Kluffsystem ausbilden.



Abbildung 65: Rhyolithprobe mit Fluidalgefüge. Aus einem Aufschluss am westlichen Lockwitztalhang im Süden von Lungwitz, Aufschluss 7.

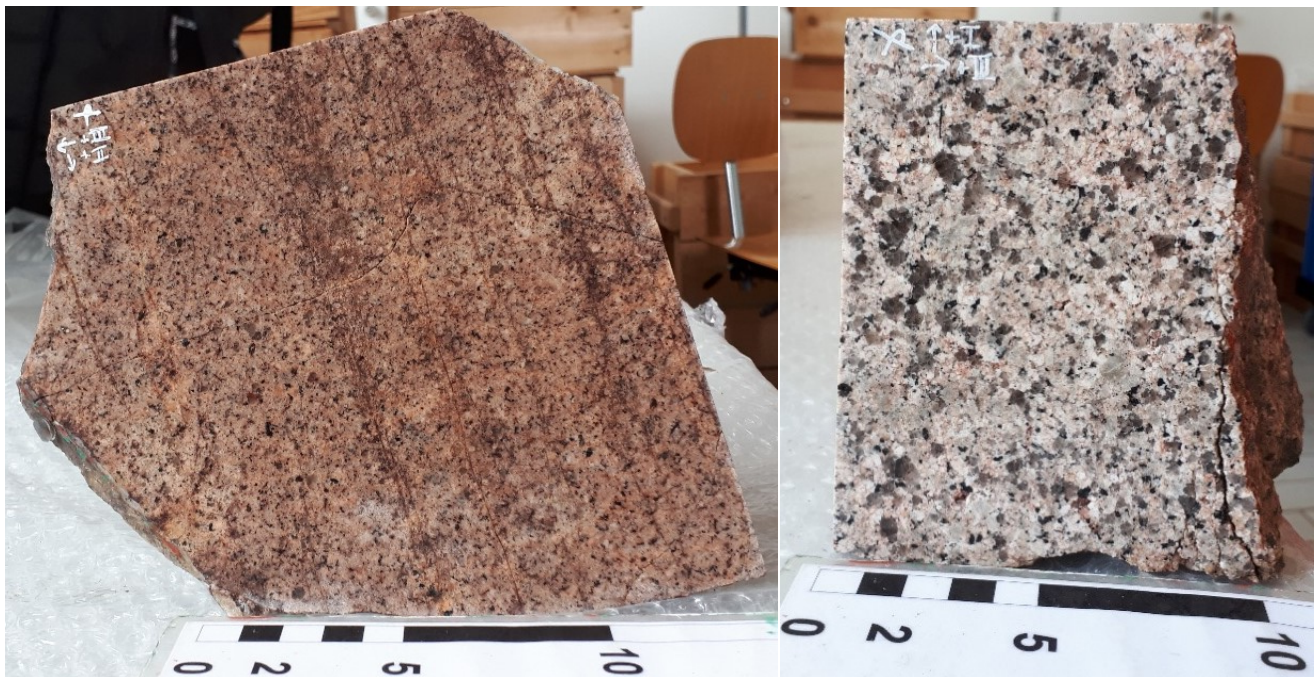


Abbildung 66: Zwei Variationen des Granites von Markersbach in Handstücken.

Links: Fein- bis mittelkörniger roter Granit mit parallelem Kluftsystem (Aufschluss 76).

Rechts: Hellroter grobkörniger Granit (Aufschluss 77). Aufschlüsse am Osthang des Bahratal zwischen Markersbach und Bahra.

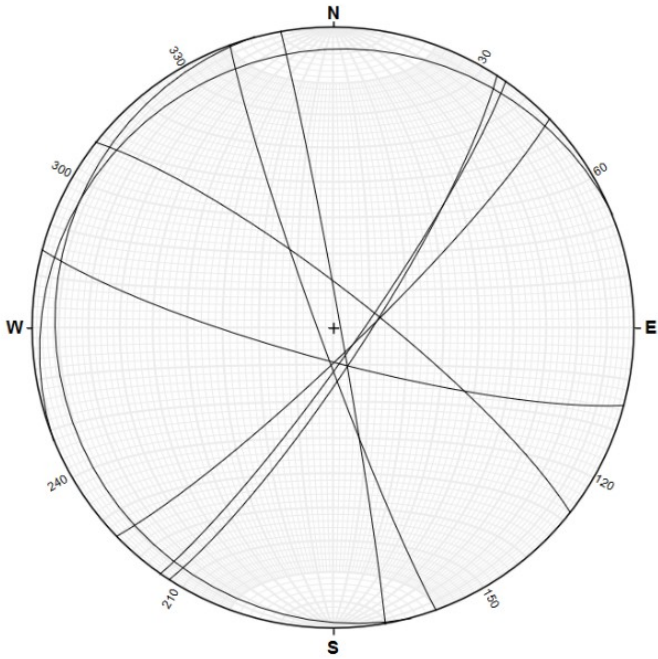


Abbildung 67: Klufflächen der Aufschlüsse des Granites von Markersbach.

Orientierung der Klufflächen (Linien) in einem Schmidtschen Netz, untere Halbkugel. Es gibt drei Gruppen von subvertikalen Klüften sowie ein subhorizontales Kluffset.

7 Bruchhafte Tektonik

Das Elbtalschiefergebirge weist ein ausgeprägtes Netz spröder Bruchtektonik auf, die Störungen als auch Klufflächen (Dehnungsbrüche) umfasst.

7.1 Störungen

Die Störungen sind überwiegend NW-SE- oder NE-SW-orientiert. Sie verlaufen also parallel oder in etwa orthogonal zum Streichen der Einheiten und besitzen nach RAUCHE (1992) hauptsächlich überschiebenden bis Strike-Slip-Charakter. Untergeordnet treten N-S-gerichtete Verwerfungen im W des Untersuchungsgebietes sowie WSW-ENE-streichende Störungen auf. (Abbildung 2, Abbildung 6, Abbildung 7).

Die Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone weist alle drei Störungstypen (Aufschiebungen, Abschiebungen, Strike-Slip-Störungen) auf sowie deren Mischformen:

- Große Überschiebungen treten vor allem im metasedimentären-metamagmatischen Deckenstapel des Elbtalschiefergebirges auf und bilden die Grenzen zwischen den Decken. Sie erstrecken sich in NW-SE-Richtung parallel zu den tektonischen Einheiten. Prominente Beispiele sind die Winterleithe-Störung, bei der zwei verschiedene gleichaltrige Ablagerungssequenzen übereinander geschoben wurden, die Donnerberg-Störung als Grenze zwischen der schwach bis niedriggradig metamorphen Zone und der HT-LP-metamorphen Zone sowie die Weesenstein-Störung als Teil der Westlausitzer Hauptstörung, welche die HT-LP-metamorphe Zone des Elbtalschiefergebirges von der Weesensteiner Metagrauwacken am SW-Rand der Lausitz trennt (Abbildung 7). In den Erzgebirgsgneisen wurden zudem flache Überschiebungsbahnen beobachtet.
- Kleinteilige Abschiebungssysteme konnten in den Phylliten aus einem Bohrkern nordöstlich des Chloritgneises beobachtet werden (Abbildung 32).

- Sprödt tektonische Strike-Slip-Störungen, die sich im Gebiet insbesondere als Kataklyse zonen äußern, finden sich vermehrt innerhalb der Mittelsächsischen Scherzone als auch in N-S-streichenden Störungen im Westen des Untersuchungsgebietes (LfULG 2018) und zeigen Deformation bei niedrigen Temperaturen an. Kataklyse zonen zeichnen sich durch besonders stark zerklüftete Gesteine aus, deren Material vom Makro- bis in den Mikrobereich gestört, brekziiert und mechanisch zerkleinert wurde (Abbildung 68). Wo die Reibungshitze besonders hoch wurde, bildeten sich kleine, lokale mit Glas verfüllte Risse, wie in Abbildung 69 zu sehen ist.
- Schrägabschiebungen ergaben sich aus einer statistischen Kluftanalyse in einer Kataklyse zone in Aufschluss 3 am Südrand von mylonitischen Erzgebirgsgneisen innerhalb der Mittelsächsischen Scherzone. Die Foliation streicht subhorizontal nach ENE-WSW (Abbildung 70), während die Kluftflächen steil bis mittelsteil in verschiedene Richtungen einfallen. Zwei Kluftorientierungen mit NW-SE- sowie N-S-Streichen waren besonders prominent (Abbildung 72). Sie verlaufen in einem Winkel von 60° zueinander, womit sie ein typisches konjugiertes Störungssystem bilden, und geben in etwa die Kataklyse zonenrichtungen wieder, die in der geologischen und tektonischen Karte verzeichnet sind (Abbildung 2, Abbildung 6). Mithilfe der graphischen Ermittlung der Stressachsen ergeben sich für diese zwei Störungsflächen eine NW-SE-streichende dextrale Schrägabschiebung und eine N-S-verlaufende sinistrale Schrägabschiebung.

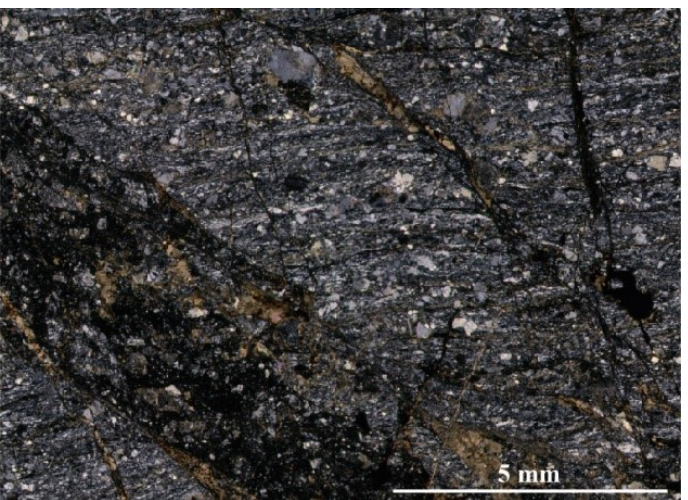
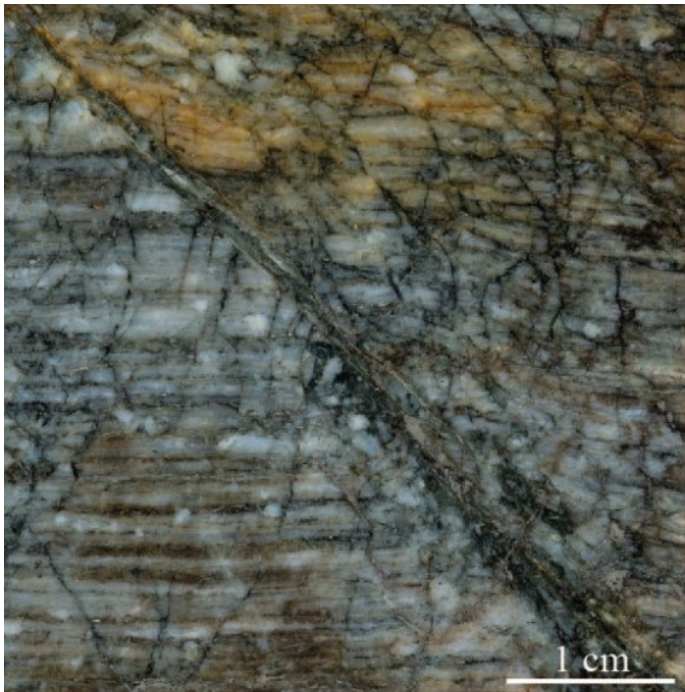


Abbildung 68: Mit zahlreichen Rissen durchsetzter mylonitischer grauer Zweiglimmer-Zweifeldspatgneis innerhalb einer Kataklysezone.

Oben: xz-Ebene der Gesteinsprobe mit mylonitischem Liniengefüge und zahlreichen schwarzen Rissen.

Unten: xz-Dünnschliff der Gesteinsprobe unter linear (links) und gekreuzt (rechts) polarisiertem Licht von einer mit feinem dunklen Material verfüllten Mikrobrekzie und weiteren die Lagen versetzenden Rissen.

Aufschluss 14 an einem Trampelpfad hinauf zur Teufelsnase südlich von Mühlbach am westlichen Müglitztalhang.



Abbildung 69: Kataklastischer Mylonit mit Glasrissen.

Links: xz-Ebene eines mylonitischen Handstücks mit einer En échelon Anordnung aus dunklen Adern.

Mitte: xz-Dünnschliff unter linear polarisiertem Licht.

Rechts: xz-Dünnschliff unter gekreuzt polarisiertem Licht. Der quarz- und feldspatreiche Mylonit mit lokalen ultramylonitischen Lagen wurde durch eine spätere kataklastische Überprägung brekziiert. Risse mit grüner sphärolitischer Glasfüllung entstanden, die das zerbrochene mylonitische Gefüge versetzen.

Aufschluss 18 auf dem Berg südlich von Mühlbach.

7.2 Kluftflächen

Kluftflächen durchziehen das gesamte Grundgebirge der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone, d.h. nicht nur deformierte Einheiten sondern auch postkinematische Magmatite. Kleinere eher qualitative Kluftanalysen wurden am Aufschluss von einem mit dem Turmalingranit assoziierten Ultramylonit, einem permokarbonischen Rhyolith und dem permokarbonischen Granit von Markersbach durchgeführt (Abbildung 17, Abbildung 64 und Abbildung 67). Die Abstände der Kluftflächen an diesen Aufschlüssen lagen im dm- bis m-Bereich. Wesentlich engmaschigere Zerklüftungen im cm- und mm-Bereich zeigten sich an Chloritgneis-Aufschlüssen im SW des Elbtalschiefergebirges (Abbildung 27 oben und unten links). Die Ergebnisse einer quantitativen Kluftanalyse an einer Aufschlussgruppe im Norden von Bad Gottleuba sind in Abbildung 72 dargestellt. Die Streichrichtungen sind breit gestreut, trotzdem treten zwei Kluftpaare hervor. Das Dominante ist ca. NE-SW-orientiert, das Untergeordnete zeigt nach NW-SE. Alle Kluftflächen fallen steil bis mittelsteil ein.

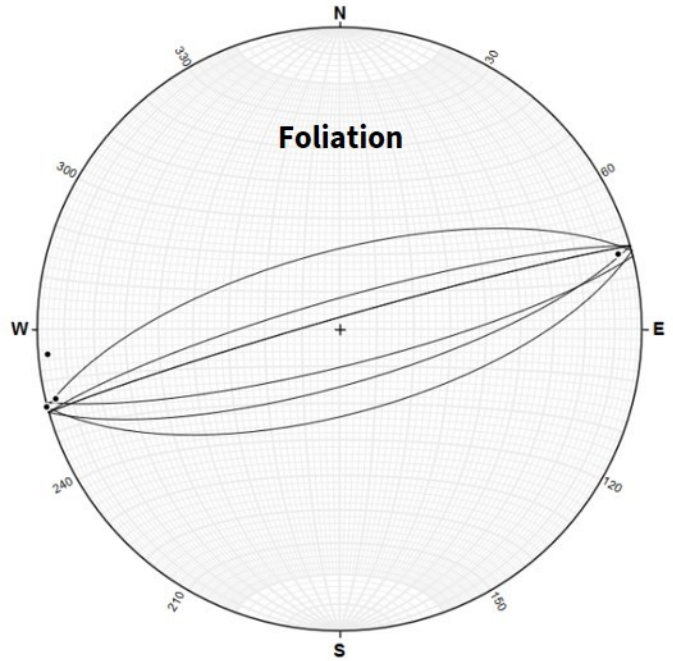
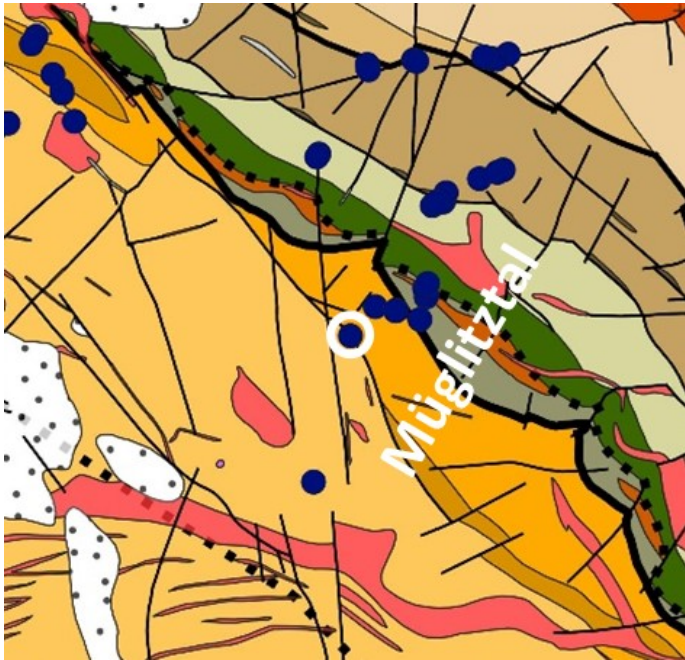


Abbildung 70: Lage und Foliationswerte mit Streckungslineationen des Kataklyseaufschlusses.

Links: Ausschnitt der tektonischen Karte mit Lage des Kataklyseaufschlusses (weißer Kreis).
 Rechts: Foliationswerte und Streckungslineationen des Kataklyseaufschlusses. Die Foliationsflächen (Linien) streichen steil nach ENE-WSW und haben horizontal einfallende Streckungslineationen (Punkte). Aufschluss 3 am Osthang der Müglitz zwischen Mühlbach und Schlottwitz. Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

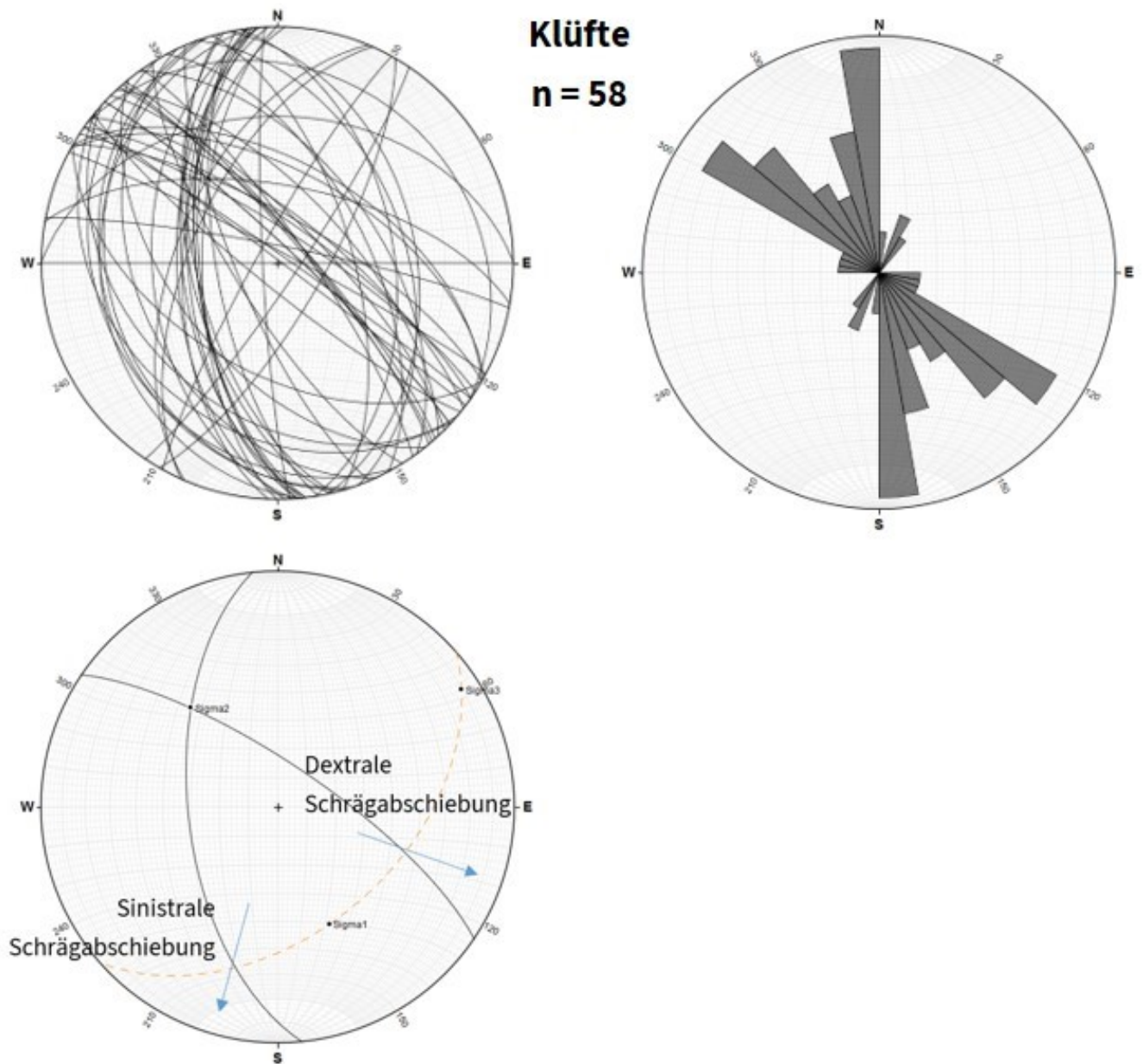


Abbildung 71: Kluffstatistik des Kataklyseaufschlusses 3.

Oben links: Schmidtsches Netz, untere Halbkugel, mit 58 Kluffflächen (Linien).

Oben rechts: Rosendiagramm aus den Streichrichtungen der 58 Klüfte.

Unten: Auswertung der Kluffrichtungen (Linien) in einem Schmidtschen Netz. Das Streichen der Kluffflächen in der Kataklysezone konzentriert sich überwiegend auf zwei Richtungen: N-S und NW-SE. Betrachtet man diese als konjugierte Störungen, ergeben sich daraus eine dextrale NW-SW-orientierte Schrägabschiebung und eine sinistrale N-S-orientierte Schrägabschiebung. Der Punkt Sigma1 gibt die Spannungsrichtung der stärksten Einengung an, Sigma3 die Spannungsrichtung der schwächsten Einengung. Aufschluss 3 am Osthang der Müglitz zwischen Mühlbach und Schlottwitz.

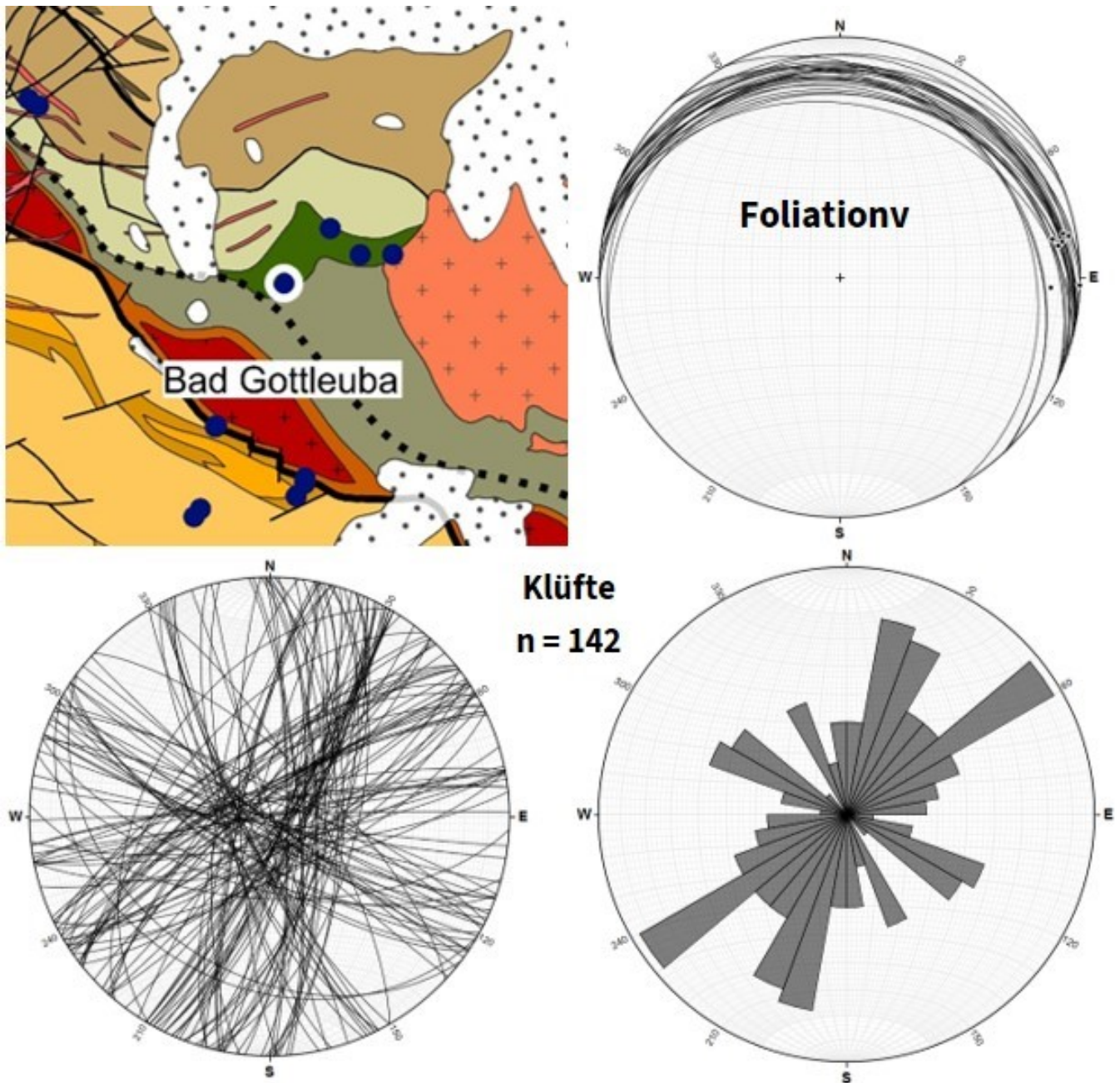


Abbildung 72: Strukturanalyse an den eng aneinander liegenden Chloritgneisaufschlüssen 70, 71, 72 am Westhang der Gottleuba zwischen Bad-Gottleuba und Berggießhübel.

Oben links: Ausschnitt der tektonischen Karte mit Lage der Gruppe von Chloritgneisaufschlüssen (weißer Kreis). Oben rechts: Foliationswerte (Linien) und Streckungslineationen (Punkte) im Schmidtschen Netz, untere Halbkugel, $n = 25$. Unten links: Orientierung der Klüftflächen (Linien) im Schmidtschen Netz, untere Halbkugel, $n = 142$.

Unten rechts: Rosendiagramm aus den Streichrichtungen der Klüfte, $n = 142$. Die gemessenen Foliationswerte fallen einheitlich nach NNE ein, während die Streckungslineationen sehr flach nach E orientiert sind. Die Klüftflächen erstrecken sich in alle Richtungen, wobei nach 55° , 20° und 120° streichende Flächen häufiger auftreten.

8 Zusammenfassung

8.1 Die tektonischen Einheiten der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone

Die lithologisch vielfältige und tektonisch stark beanspruchte Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone stellt einen der ingenieurgeologischen Problembereiche dar. Geologisch ist das Gebiet als Teil der Elbe-Scherzone einzuordnen und bildet den Übergangsbereich zwischen dem Erzgebirge im SW und dem Lausitz-Block im NE. Während der variszischen Orogenese wurden die Gesteine des Elbtalschiefergebirges akkretioniert und mitsamt des Osterzgebirgsrandes geschert, wodurch der lithologisch vielfältige Decken- und Scherlinsenbau und das komplexe Störungsnetz der Region entstand.

Basierend auf strukturgeologischen und lithologischen Eigenschaften wurden für die Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone acht übergeordnete tektonische Einheiten bestimmt und in einer tektonischen Karte visualisiert (Abbildung 6). Diese Einheiten können mehrere Unterteilungen haben und setzen sich aus sieben deformierten Zonen sowie zwei Gruppen von Magmatiten zusammen (Übersicht der Eigenschaften in Anhang A 2 Tabelle 2 bis

Tabelle 10). Von SW nach NE umfassen die metamorphen Zonen

- den erzgebirgischen Randbereich der Mittelsächsischen Scherzone
- den Kern der Mittelsächsischen Scherzone
- die Unter-grünschieferfazielle Zone des Elbtalschiefergebirges
- die Schwach grünschieferfazielle Zone des Elbtalschiefergebirges
- die Schwach metamorphe Zone des Elbtalschiefergebirges
- die HT-LP-metamorphe Zone des Elbtalschiefergebirges
- und den SW-Rand des Lausitz-Blockes

Durchdrungen und geschnitten werden diese Einheiten von

- den synkinematischen Granitoiden des Meißener Massivs
- und den postkinematischen Vulkanitgängen und Plutoniten des Permokarbons

Die deformierten Lithologien weisen verschiedene Grade und Typen von Metamorphose auf: Die Gneise des Erzgebirges sind mittel- bis hochgradig regionalmetamorph überprägt. Für die HT-LP-metamorphe Zone wird eine grünschiefer- bis amphibolitfazielle HT-LP-Regionalmetamorphose angenommen. Die Unter-grünschieferfazielle Zone und die devonische Tuffit-reiche Gesteinsabfolge zeigen eine (beginnende) grünschieferfazielle Niedrigtemperatur-Niedrigdruck (LT-LP)-Regionalmetamorphose. Das Unterkarbon des Elbtalschiefergebirges und die Weesensteiner Metasedimente sind nur schwach deformiert. Hinzu kommt eine Mylonitisierung der Gesteine innerhalb der Mittelsächsischen Scherzone und eine kontaktmetamorphe Überprägung der Lithologien im Umkreis des permokarbonischen Granites von Markersbach im SE und dem präkambrisch-kambrischen Dohnaer Granodiorit im NE.

Hydrothermale Alterationen und Silifizierung traten insbesondere in der Mittelsächsischen Scherzone und in der HT-LP-Einheit 2 auf. Im Bereich der Scherzone führte diese Silifizierung zur Verkittung der zerrütteten Gesteine mit einer harten SiO_2 -Matrix.

Getrennt und durchzogen werden die tektonischen Einheiten von einem großflächigen und ausgeprägten Störungsnetz. Die mehrere Kilometer breite Mittelsächsische Scherzone stellt als prominenteste sprödduktile Störungszone des Untersuchungsgebietes den Übergangsbereich zwischen den Lithologien des Elbtalschiefergebirges und des Erzgebirges dar und bildet ein Netz aus mylonitischen und kataklastischen Bewegungsbahnen, die um zahlreiche verschieden dimensionale Scherlinsen mäandrieren. Das bruchtektonische Störungsnetz des Grundgebirges umfasst Aufschiebungen, welche in ihrer

wesentlichen Rolle die verschiedenen metamorphen, aber oft gleichaltrigen Decken des Elbtalschiefergebirges voneinander trennen, sowie Abschiebungen als auch Strike-Slip-Störungen in Form von Katakla-sezonen. Letztere konzentrieren sich insbesondere auf die Mittelsächsische Scherzone und repräsen-tieren deren abgekühlte spröde Aktivität. Die Störungen streichen zumeist NW-SE, NE-SW und unterge-ordnet N-S sowie WSW-ENE. Sie haben Versätze in einer großtektonischen Skala bis in den mikroskopi-schen Bereich. Die tektonische Beanspruchung während und nach der variszischen Orogenese sorgte zudem für teils sehr engmaschige Kluftsysteme. Die Abstände reichen vom Meterbereich bis zu klein-teilig zerklüfteten Gesteinen in den Katakla-sezonen.

8.2 Die tektonische Entwicklung der Elbtalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone

Die metamagmatischen-metasedimentären Lithologien des Elbtalschiefergebirges wurden initial in ei-nem marin-sedimentären Regime in zwei verschiedenen Ablagerungsräumen angesammelt. Die ober-devonische Silizit-reiche Gesteinsabfolge ist durch eine SiO₂-reiche Sedimentation geprägt, während die Tuffit-reiche oberdevonische Gesteinsabfolge vulkanisch beeinflusst ist. Die Reste der unterkarbo-nischen Sedimente wurden vermutlich im Randbereich eines länglichen synorogenen Beckens abgelag-ert. Entlang dessen Längsachse erfolgte die kontinuierliche Eintragung distaler Tonschiefer und Grau-wacken, während vom Beckenrand aus proximale Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerate in unregel-mäßigen Abständen eingeschüttet wurden.

Während der variszischen Phase der NE-SW-Einengung, die nach STEPHAN et al. (2016) an der Devon-Karbon-Grenze begann, wurden die magmatisch-sedimentären Lithologien des Elbtalschiefergebirges metamorph überprägt, zusammengeschoben und übereinandergestapelt, sodass sie heute in mehre-ren Decken vorliegen. Die NE-SW-Einengung hielt mindestens bis zum Ende der Ablagerung der unter-karbonischen Sedimente an, da das Unterkarbon noch SW-vergent verfaultet wurde und darauf die äl-tere HT-LP-metamorphe Zone überschoben wurde. Neben den NW-SE-streichenden großen Überschie-bungen, wie der Maxen-, Winterleithe-, Donnerberg- und Weesenstein-Störung, und den SW-vergenten Falten der devonischen Silizit-reichen Gesteinsabfolge und des Unterkarbons weisen weiterhin die NE-fallenden Foliationen auf die SW-gerichtete Akkretion der paläozoischen Gesteine im Elbtalschieferge-birge hin.

Von der nachfolgenden dextralen Strike-Slip-Phase entlang der Elbe-Zone zeugen der durchgehende Scherlinsenbau aller deformierten Einheiten, die NW-SE-gerichteten flach liegenden Streckungslinea-tionen sowie mehrere dextrale Schersinnindikatoren in Form von SC'-Gefügen und Sigmaklasten. Die Nebeneinanderstellung der mittel- bis hochgradig metamorphen Gneise des Erzgebirges und der Un-ter-grünschieferfazielle n Zone des Elbtalschiefergebirges an der duktilen Mittelsächsischen Scherzone

zu dieser Zeit wird durch die mylonitisierten Gesteine im Scherzonenkern sowie die Verflechtung und Scherlinsenbildung der Lithologien beider Seiten belegt.

Das Ende der Deformation markieren die diskordante Ablagerung oberkarbonischer Sedimente im Döhleener Becken auf die verformten Einheiten sowie die Intrusion des Granites von Markersbach bei 327 Ma (HOFMANN et al 2009) im obersten Unterkarbon, welcher die deformierten Einheiten schneidet und kontaktmetamorph überprägt hat.

8.3 Offene Fragen

Bezüglich der tektonischen Entwicklung der Elbalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone gibt es noch einige Ungereimtheiten, die Gegenstand weiterer Untersuchungen im Folgeprojekt IPES2 sein werden:

i) Innerhalb der Mittelsächsischen Scherzone, insbesondere in ihrem mylonitischem Kern, treten neben NW-SE-Streckungslineationen auch E-W-Lineationen auf. Diese spiegeln vermutlich den Verlauf des duktilen Materialflusses des mylonitischen Gesteins um die NW-SE-gerichteten Scherlinsen wieder. Aber auch ein alternatives tektonisches Event kann als Ursache nicht ausgeschlossen werden.

ii) Der in drei großen Linsen vorkommende Turmalingranit ist ein Exot in der Elbalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone, dessen Herkunft und Einordnung innerhalb der Mittelsächsischen Scherzone noch zu bestimmen sind.

iii) Im Elbalschiefergebirge treten gleichaltrige Decken unterschiedlicher Metamorphosegrade auf. Da diese allochthonen Einheiten von einem anderen Ort an die heutige Stelle geschoben wurden, ist bisher nur zu mutmaßen, wie und wo deren Metamorphose stattgefunden hat. Insbesondere bezüglich der zusätzlichen Wärmequelle der HT-LP-metamorphen Zone im Vergleich zu den niedriggradigen anderen Einheiten müssen weitere Untersuchungen durchgeführt werden.

8.4 Ausblick

Das in diesem Bericht behandelte Projekt IPES hatte die Entwicklung einer generellen tektonischen Gliederung der Elbalschiefergebirge-Osterzgebirge-Zone anhand strukturgeologischer Untersuchungen sowie die Beschreibung aller wichtigen anstehenden Lithologien zum Ziel. Diese Arbeiten wurden hauptsächlich an der Oberfläche durchgeführt.

Im Folgeprojekt IPES2 soll nun die strukturgeologische Analyse der im Untersuchungsgebiet gesetzten Erkundungsbohrungen vorgenommen werden, um einen stichpunktartigen Eindruck der Tiefengesteinsverhältnisse zu erhalten. Die Ergebnisse sollen dann mit denen aus dem Projekt IPES korreliert, Erkenntnisse weiter vertieft und bisher offene Fragen beantwortet werden.

Literaturverzeichnis

- ALEXOWSKY, W., WOLF, L., KURZE, M., TRÖGER, K.-A. (1997): Geologische Karte des Freistaates Sachsen, Erläuterungen zu Blatt 5049 Pirna.
- ALEXOWSKY, W., KOCH, E.A., KURZE, M., SCHNEIDER, J. W., TRÖGER, K.-A., WOLF, L. (1999): Geologische Karte des Freistaates Sachsen, Erläuterungen zu Blatt 5048 Kreischa.
- BLUMENSTENGEL, H., HANSCH, W., HEUSE, T., LEONHARDT, D., MALETZ, J., MEISEL, S., SAMUELSSON, J., SARMIENTO, G.N., SEHNERT, M., TRÖGER, K.-A., VERNIERS, J., WALTER, H. (2006): Fauna und Flora im Silur Deutschlands. In: Deutsche Stratigraphische Kommission, T. (Ed.), Stratigraphie von Deutschland VII, Silur. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 46, 130-152.
- ENGERT, P. (1956): Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Elbtalschiefergebirges. Berlin: Akademie-Verl.
- FREYER, G., UHLIG, H. I. (1963): Conodontenfunde aus den Hornsteinen des Gebietes von Nenntmannsdorf (Elbtalschiefergebirge). *Geologie*, 12(5), 621-622.
- GEHMLICH, M., TICHOMIROVA, M., LINNEMANN, U. (1996): 207/206Pb Single Zircon Evaporation Ages from Neoproterozoic to Ordovician Sections of the Saxothuringian Zone. *Terra Nostra*, 96(2), 71-75.
- GEHMLICH, M., LINNEMANN, U., TICHOMIROVA, M., LOTZNER, H., BOMBACH, K. (1997): Datierung und Korrelation neoproterozoisch-frühpaläozoischer Profile des Schwarzburger Antiklinoriums und der Elbezone auf der Basis der Geochronologie von Einzelzirkonen. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 25(1-2), 191-201.
- GEHMLICH, M., LINNEMANN, U., TICHOMIROVA, M., TODT, W. AND BOMBACH, K. (2000): U-Pb- und Pb-Pb-Zirkondatierungen an Orthogesteinen der Elbezone: Konsequenzen für variszische Deckenüberschiebungen im Saxothuringikum. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 151, 203-230.
- GeoSN (2024): Digitale topographische Karte im Maßstab 1: 1000 000, Rasterdaten, <https://www.landesvermessung.sachsen.de/digitale-topographische-karte-6054.html>.
- HAHN, T., KRONER, U., MELZER, P. (2010). Early Carboniferous synorogenic sedimentation in the Saxo-Thuringian Basin and the adjacent Allochthonous Domain. In *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia-From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen*. 171-192.
- HALLAS, P., PFÄNDER, J. A., KRONER, U., SPERNER, B. (2021): Microtectonic control of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ white mica age distributions in metamorphic rocks (Erzgebirge, N-Bohemian Massif): Constraints from combined step heating and multiple single grain total fusion experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 314, 178-208. doi:<https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.08.043>
- HAMMER, J., EIDAM, J., ROBER, B., EHLING, B.-C. (1999): Pravariscischer und variscischer granitoider Magmatismus am NE-Rand des Bohmischen Massivs-Geochemie und Petrogenese. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 27(5/6), 401-416.

- HOFMANN, M., LINNEMANN, U., GERDES, A., ULLRICH, B., SCHAUER, M. (2009): Timing of dextral strike-slip processes and basement exhumation in the Elbe Zone (Saxo-Thuringian Zone): The final pulse of the Variscan Orogeny in the Bohemian Massif constrained by LA-SF-ICP-MS U-Pb zircon data. In: Murphy, J.B., Keppie, J.D., and Hynes, A.J., eds., *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geological Society of London, Special Publications, 327(1), 197-214, <https://doi.org/10.1144/SP327.10>
- KELLEY, S. (2002): K-Ar and Ar-Ar Dating. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47(1), 785-818. doi:10.2138/rmg.2002.47.17
- KRÖNER, A., WILLNER, A. P. (1998): Time of formation and peak of Variscan HP-HT metamorphism of quartz-feldspar rocks in the central Erzgebirge, Saxony, Germany. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(1), 1-20. doi:10.1007/s004100050401
- KRÖNER, A., WILLNER, A. P., HEGNER, E., FRISCHBUTTER, A., HOFMANN, J., BERGNER, R. (1995): Latest precambrian (Cadomian) zircon ages, Nd isotopic systematics and P-T evolution of granitoid orthogneisses of the Erzgebirge, Saxony and Czech Republic. *Geologische Rundschau*, 84(3), 437-456. DOI:10.1007/BF00284512
- KRONER, U., HAHN, T., ROMER, R.L., LINNEMANN, U. (2007): The Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian zone—Heterogenous overprint of Cadomian/Paleozoic Peri-Gondwana crust, in Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., and Zulauf, G., eds., *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*. Geological Society of America Special Paper, 423, 153-172.
- KRONER, U., ROMER, R. L., LINNEMANN, U. (2010): The Saxo-Thuringian Zone of the Variscan Orogen as part of Pangea. In U. Linnemann & R. L. Romer (Eds.), *Pre-Mesozoic geology of Saxo-Thuringia: From the Cadomian active margin to the Variscan orogen*, 3-16, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- KURZE, M., Linnemann, U., Tröger, K.-A. (1989): Gliederung und einige Aspekte der sedimentologischen Entwicklung der Schiefergebirge der Elbtalzone unter besonderer Berücksichtigung der sogenannten "phyllitischen Gesteinsgruppe". Vortrags- und Exkursionstagung vom 8. - 10. November 1989 in Binz/Rügen, Gesellschaft für geologische Wissenschaften, Berlin.
- KURZE, M., TRÖGER, K.-A. (1990): Die Entwicklung des Paläozoikums in der Elbtalzone (Saxothuringikum). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1, 43-53.
- KURZE, M., LINNEMANN, U., TRÖGER, K. A. (1992): Weesensteiner Gruppe und Altpaläozoikum in der Elbtalzone. *Geotektonische Forschungen*, 77, 101-167.
- KURZE, M. (1993): Das mittelsächsische Altpaläozoikum und seine Beziehung zu benachbarten Gebieten. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 21(1/2), 153-162.

- KURZE, M., SEIFERT, T., WEBER, H., HENJES-KUNST, F. (1998): Petrographie, Geochemie und Altersstellung der Lamprophyr-Gänge des Elbtalschiefergebirges (Sachsen). *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 26, 193-202.
- LFULG (2018): Geologische Vektorkarte des Freistaates Sachsen, Blatt L5148 Pirna im Maßstab 1:50.000. Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie.
- LINNEMANN, U., GEHMLICH, M., TICHOMIROVA, M. (1997): Peri-Gondwanan terranes of the SaxoThuringian Zone (Central Europ. Variscides, Germany). *Terra Nostra*, 97(11), 73-78
- LINNEMANN, U., GEHMLICH, M., TICHOMIROVA, M., BUSCHMANN, B., NASDALA, L., JONAS, P., LÜTZNER, H., BOMBACH, K. (2000): From Cadomian subduction to Early Paleozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany). *Geol Soc Lond Spec Publ*, 179, 131-153.
- LINNEMANN, U., PIEREN, A., HOFMANN, M., DROST, K., QUESADA, C., GERDES, A., MARKO, L., GÄRTNER, A., ULRICH, J., KRAUSE, R., VICKERS-RICH, P., HORAK, J. (2018): A ~565 Ma old glaciation in the Ediacaran of peri-Gondwanan West Africa. *Int J Earth Sci*, 107, 885-911, DOI 10.1007/s00531-017-1520-7.
- Lorenz, W., Hoth, K. (1990): Lithostratigraphie im Erzgebirge - Konzeption, entwicklung, Probleme und Perspektiven. *Abh. Staatl. Museum Mineral. Geol. Dreseden* 37, 7-35.
- MCDUGALL, I., HARRISON, T. M. (1999): *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*: Oxford University Press, USA.
- NASDALA, L., WENZEL, T., PIDGEON, R.T., KRONZ, A. (1999): Internal structures and dating of complex zircons from Meissen Massif monzonites, Saxony. *Chemical Geology*, 159, 331-341.
- PIETZSCH, K. (1917): Das Elbtalschiefergebiet südwestlich von Pirna. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 69, 177-286.
- PIETZSCH, K. (1927): Der Bau des erzgebirgisch-lausitzer Grenzgebietes. *Abh. d. Sächs. Geol. Landesamts* (2).
- PIETZSCH, K. (1956a): Die Elbtalzone. *Ber. Geol. Ges. DDR*, 1(2), 117-135.
- PIETZSCH, K. (1956b): *Abriss der Geologie von Sachsen* (2. Aufl. ed.). Berlin: VEB Deutscher Verl. der Wiss.
- PIETZSCH, K. (1962): *Geologie von Sachsen*. Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1-870.
- RAUCHE, H. (1992): Spätvariszische Spannungs- und Verformungsgeschichte am Südwestrand der Elbezone (östliches Saxothuringikum). Diss., Fakultät für Geowissenschaften der Ruhr-Universität Bochum.
- RÖTZLER, J., ROMER, R. L. (2010): The Saxon Granulite Massif: a key area for the geodynamic evolution of Variscan central Europe. In U. Linnemann & R. L. Romer (Eds.), *Pre-Mesozoic geology of Saxo-Thuringia: From the Cadomian active margin to the Variscan orogen*, 233 - 252.

- SCHAEN, A. J., JICHA, B. R., HODGES, K. V., VERMEESCH, P., STELTEN, M. E., MERCER, C. M., SINGER, B. S. (2020): Interpreting and reporting $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ geochronologic data. *GSA Bulletin*, 133(3-4), 461-487. doi:10.1130/b35560.1
- SCHÜTZENMEISTER, W. (1963): Über zwei Conodontenfunde aus der Diabas-Kalkstein-Serie bei Mühlbach-Häselich (Elbtalschiefergebirge). *Geologie*, 12(5) 615-620.
- STENO, N. (1669): De solido intra solidum naturaliter contento dissertationis.
- STENZEL, H. (1924): Tektonik des Lausitzer Granitmassivs. Abhandlung d. Preuss. Geolog. Landesanstalt, Neue Folge, 96.
- STEPHAN, T., KRONER, U., HAHN, T., HALLAS, P., HEUSE, T. (2016): Fold/cleavage relationships as indicator for late Variscan sinistral transpression at the Rheno-Hercynian-Saxo-Thuringian boundary zone, Central European Variscides. *Tectonophysics*, 681, 250-262.
- TICHOMIROVA, M., BERGER, H.-J., KOCH, E. A., BOMBACH, K. (1997): Zirkondatierung des leptynitischen Gneises am Grenzbereich des Osterzgebirges zur Elbezone und seine Beziehung zu Rotgneisen der Gm-Gruppe. *Freiberger Forschungshefte C*, 470, 113-120.
- TICHOMIROVA, M., BERGER, H. J., KOCH, E. A., BELYATSKI, B. V., GÖTZE, J., KEMPE, U., NASDALA, L., SCHALTEGGER, U. (2001): Zircon ages of high-grade gneisses in the Eastern Erzgebirge (Central European Variscides)—constraints on origin of the rocks and Precambrian to Ordovician magmatic events in the Variscan foldbelt. *Lithos*, 56(4), 303-332. doi:[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00066-9](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00066-9)
- TICHOMIROVA, M., SERGEEV, S., BERGER, H.-J., LEONHARDT, D. (2012): Inferring protoliths of high-grade metamorphic gneisses of the Erzgebirge using zirconology, geochemistry and comparison with lower-grade rocks from Lusatia (Saxothuringia, Germany). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164(3), 375-396. doi:10.1007/s00410-012-0742-8
- TICHOMIROVA, M., KÄßNER, A., REPSTOCK, A., WEBER, S., GERDES, A., WHITEHOUSE, M. (2022): New CA-ID-TIMS U-Pb zircon ages for the Altenberg Teplice Volcanic Centre (ATVC) document discrete and coeval pulses of Variscan magmatic activity in the Eastern Erzgebirge (Eastern Variscan Belt). *Int J Earth Sci.*, <https://doi.org/10.1007/s00531-022-02204-2>.
- WERNER, O., LIPPOLT, H. J. (2000): White mica $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ages of Erzgebirge metamorphic rocks: simulating the chronological results by a model of Variscan crustal imbrication. *Geological Society, London, Special Publications*, 179(1), 323-336. doi:doi:10.1144/GSL.SP.2000.179.01.19
- WIEDEMANN, F. (1958). Geologische und petrografische Situation der Serizit-und Chloritgneise der Elbtalzone. *Freiberger Forschungshefte C*, 55.
- ZEIDLER, M., ELICKI, O., WALTER, H., KURZE, M., TRÖGER, K.-A., KUPETZ, M. (2004): Neue Daten zur Biostratigraphie in der „Phyllitischen Einheit“ des Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirges (Sachsen). *Freiberger Forsch.-H.*, R. C, 502, 119–129.

A 1 Alterseinteilung der Gesteine

Tabelle 1: Vergleich von Datierungsaltern mit lithostratigraphisch festgelegten Altern.

Anmerkungen: * Lithologien aus dem SW-Rand der Lausitz; ** Lithologien aus dem Osterzgebirge. Referenzen der Datierungen: [1] Schützenmeister (1963), [2] Kurze et al. (1992), [3] Freyer und Uhlig (1963), [4] Alexowsky et al. (1997), [5] Blumenstengel et al. (2006) und enthaltene Quellen, [6] Zeidler et al. (2004), [7] Gehmlich et al. (2000), [8] Gehmlich et al. (1996), [9] Gehmlich et al. (1997), [10] Linnemann et al. (2000), [11] Linnemann et al. (2018), [12] Tichomirowa et al. (1997), [13] Kröner et al. (1995), [14] Tichomirowa et al. (2001), [15] Tichomirowa (2003), [16] Tichomirowa et al. (2012), [17] Hallas et al. (2021), [18] Kröner und Willner (1998), [19] Schmädicke et al. (1995), [20] Werner und Lippolt (2000), [21] Linnemann et al. (1997), [22] Hammer et al. (1999).

Neue Alterseinteilung	Lithologien	Lithostratigraphische Gliederung und Alterseinteilung (obsolet) (Kurze et al 1992, Alexowsky et al 1997, 1999)	
Unterkarbon (synorogene Sedimente)	Tonschiefer-Grauwacke-WL, Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat, untergeordnet Karbonatführung, quarzitisches Grauwacke bis Quarzit	<u>Profiltyp II</u>	Unterkarbon
Sedimentationsalter: Devon [1, 2]	Basischer Tuffit, Mikrogabbro, Metabasalt, Kalkstein und Dolomit, Tonschiefer („Diabas-Kalkstein-Serie“), untergeordnet Grauwacke, Quarzit, Hornstein	<u>Profiltyp I [1,2]</u>	Devon
Sedimentationsalter: Devon [2, 3]	Hornstein-Tonschiefer-WL („Hornstein-Serie“), Tonschiefer, untergeordnet Grauwacke, Tuffit, Sandstein	<u>Profiltyp II [2,3]</u>	Devon
Sedimentationsalter: Silur [4, 5]	Kiesel- und Alaunschiefer	<u>Profiltyp I und II [4]</u>	Silur
?		<u>Mühlbach-Nossener-Gruppe</u>	Ordovizium
?	Phyllit mit basischen Tuffiten und Effusiva, phyllitischer Tonschiefer	Müglitz-Folge	
?	Phyllit, Quarzit	Mühlbacher Folge	
Sedimentationsalter: Oberdevon [6]	Phyllit, Kalzitmarmor	Blankensteiner Folge	
Protolithalter: Oberdevon [7]	Mylonitischer Chloritgneis		

Neue Alterseinteilung	Lithologien	Lithostratigraphische Gliederung und Alterseinteilung (obsolet) (Kurze et al 1992, Alexowsky et al 1997, 1999)	
?	Quarzphyllit, Quarzitschiefer	Langenbrückenberg-Folge	
Protolithalter: Kambro-Ordovizium [7, 8, 9, 10]	Turmalingranit, mylonitisch		
?	Metapelit, Hornfels, Knoten- und Fruchtschiefer, z.T. mit Chistolith, Quarzit, Quarzitschiefer, Glimmerschiefer, Quarzitische Metagrauwacke	<u>Donnerberg-Folge, hochtemperiert</u>	Ordovizium?
?	Basischer Tuffit, Flatschentuff/ Mandelstein, Metabasalt, Kalzit- und Dolomitmarmor, lokal Kalksilikatfels, Metapelit (Knoten-, Fruchtschiefer, Andalusitglimmerschiefer), Schwarzer Kieselschiefer	<u>Bahre-Folge, hochtemperiert</u>	Kambrium? oder Devon?
Protolithalter: Neoproterozoikum-Kambrium, Cadomisch [8, 9, 10, 11]	Biotitgranodiorit (Dohnaer Granodiorit) *	<u>Cadomische und spätcadomische Granitoide (Lausitz) [8, 9]</u>	Neoproterozoikum - Altpaläozoikum
Protolithalter: Oberes Neoproterozoikum, Cadomisch [vgl. 12, 13, 14, 15, 16]; Metamorphosealter: Variszisch [vgl. 17, 18, 19, 20]	Zweifeldspatgneis, Biotit-Zweifeldspat-gneis, Muskowit-Biotit-Orthogneis **	<u>Cadomische und spätcadomische Granitoide (Osterzgebirge) [12, 13]</u>	Neoproterozoikum - Altpaläozoikum
Sedimentationsalter: Neoproterozoikum, Cadomisch [11, 21]	Metagrauwackenpelit, Metagrauwacke, Quarzitische Metagrauwacke, Metabasit, Quarzit (Purpurberg-Quarzit) *	<u>Weesensteiner Gruppe (Lausitz) [21]</u>	Oberes Neoproterozoikum
Sedimentationsalter: Neoproterozoikum, Cadomisch [vgl. 14, 15, 22]; Metamorphosealter: Variszisch [vgl. 17, 18, 19, 20]		<u>Preßnitzer Gruppe (Osterzgebirge)</u>	Oberes Meso- bis unteres Neoproterozoikum
	mylonitischer Biotit- bis Zweiglimmer-Zweifeldspatgneis, Metagrauwackengneis **	Herbergener Schichten	
	Biotit- bis Zweiglimmergneis, Quarzit bis Quarzschiefer **	Haselberg-Schichten	
	Biotit-Zweifeldspatgneis **	Rusová- (Reischdorfer) Folge, ungegliedert	

A 2 Übersicht der petrologisch-struktureologischen Merkmale der tektonischen Einheiten

Tabelle 2: Der erzgebirgische Randbereich der Mittelsächsischen Scherzone

Einheit (SW nach NE)	Petrologie	Tektonik
Erzgebirgischer Randbereich der Mittelsächsischen Scherzone	<ul style="list-style-type: none"> ■ Meist rote und graue Zweifeldspat-Gneise, Biotitgneise ■ Mittel- bis hochgradig regionalmetamorph 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Wechselnde Gneislinsen- und lagen ■ Umbiegen von Lithologien ■ verschiedene Gefüge: typisch gneisig, prolat, Krenulation, Scherbandgefüge (dextral) ■ flache Überschiebungsbahnen ■ Foliationen fallen nach NW über N bis NE ■ Einfallswinkel der Foliation zeigen breite Streuung ■ Zunehmende Neigung der Foliation, je näher dem Scherzonenkern ■ Streckungslineation flach nach WSW-ENE bis NE-SW ■ Kinematik: Überschiebung und Strike-Slip

Tabelle 3: Kern der Mittelsächsischen Scherzone

Einheit (SW nach NE)	Petrologie	Tektonik
Mylonitische Erzgebirgs-gneise	<ul style="list-style-type: none"> ■ Mylonite aus roten und grauen Zweifeldspat-Gneisen sowie dunklen Biotitgneisen ■ Mittel- bis hochgradig regionalmetamorph 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Wechselnde Mylonitlinsen und -lagen ■ Mylonitische bis ultramylonitische (< 10 % Klasten) Gefüge ■ Duktile Bt-Qz-Fsp-Matrix und spröde zerbrochene Fsp-Klasten ■ d.h. T (Mylonitisierung) > 300 °C und < 450 °C ■ Scherbänder (dextral) ■ Foliation mittelsteil nach N bis NE oder subvertikal mit E-W bis WNW-ESE-Streichen ■ Streckungslineation flach nach W bis NW-SE ■ Kinematik: Strike-Slip
Turmalingranit	<ul style="list-style-type: none"> ■ Granit bis Granitbrekzie, grob- bis feinkörnig, ■ oft hydrothermal alteriert und silifiziert ■ Intrusionsalter: 509 bis 485 Ma (GEHMLICH et al. 1996, GEHMLICH et al. 2000, LINNEMANN et al. 2000) ■ Mögliches Überprägungsalter: 364 Ma (RAUCHE 1992) 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Innerhalb von 3 großen boudin-artig aneinandergereihten Linsen ■ Nicht/schwach eingeregelt ■ Teils stark brekziiert, silifiziert und hydrothermal alteriert ■ Kinematik: Strike-Slip
Helle Mylonite assoziiert mit dem Turmalingranit	<ul style="list-style-type: none"> ■ Mylonite, quarz- und feldspathaltig ■ teils stark alteriert, oft silifiziert 	<ul style="list-style-type: none"> ■ umrahmen Turmalingranit im SE, einzelne Linsen und Horizonte im NW ■ Mylonitische bis ultramylonitische (< 10 % Klasten) Gefüge ■ Duktile Qz-Fsp(-Bt)-Matrix und spröde zerbrochene Fsp-Klasten ■ d.h. T (Mylonitisierung) > 300 °C und < 450 °C ■ Scherbänder (dextral) ■ Krenulation ■ Foliation vertikal mit N-S-Streichen oder mittelsteiles Einfallen nach NNE ■ Streckungslineation subhorizontal nach W und WNW ■ 2 bis 3 dominante Kluftrichtungen im Ultramylonit ■ Kinematik: Strike-Slip

Tabelle 4: Unter-grünschieferfazielle Zone

Einheit (SW nach NE)	Petrologie	Tektonik
Chloritgneis, mylonitisch	<ul style="list-style-type: none"> ■ Chloritgneis ■ Protolith: Metadazit bzw. Metadazittuffit oder Metarhyolith ■ Oberdevonisches Protolithalter: 377 ± 7 Ma bis 369 ± 5 Ma (GEHMLICH et al. 2000) 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Mylonitisches Gefüge ■ Duktile Chl-Qz-Fsp-Matrix und spröde zerbrochene Fsp-Klasten ■ d.h. T(Mylonitisierung) > 300 °C und < 450 °C ■ Scherbänder ■ Foliation verschieden steil nach N einfallend, ■ Ausnahme: Aufschluss nahe Granit von Markersbach mit NW-Einfallen ■ Streckungslineation subhorizontal nach E-W ■ Verschiedene Rissgenerationen ■ Oft zerklüftet von dm- bis in cm-Bereich ■ Klufflächen gehen meist steil in alle Richtungen ■ Kinematik: Strike-Slip
Phyllite südwestlich vom Chloritgneis	<ul style="list-style-type: none"> ■ Quarzphyllit und Quarzit ■ Untere Grünschieferfazies 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Dextral gescherte Quarzmobilisate ■ SC'-Gefüge mit dextralen Scherbändern ■ Foliation mittel-/steil nach N einfallend ■ Streckungslineation flach nach W ■ Kinematik: Strike-Slip
Phyllite nordöstlich vom Chloritgneis	<ul style="list-style-type: none"> ■ Phyllite bis Quarzite, phyllitische Tonschiefer, teils kohlig ■ Untere Grünschieferfazies ■ Biostratigraphie: Oberdevonische Conodonten (ZEIDLER et al. 2004) 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Gefaltete Quarzlagen ■ Foliation mittelsteil nach NNE bis ENE einfallend ■ Streckungslineation flach nach SE bis WNW-ESE ■ Abschiebungssystem in einem Bohrkern ■ Kinematik: Strike-Slip und Abschiebung

Tabelle 5: Schwach grünschieferfazielle Zone

Einheit (SW nach NE)	Petrologie	Tektonik
Silurische Kiesel- und Alaunschiefer	<ul style="list-style-type: none"> ■ Dunkle Kiesel- und Alaunschiefer ■ Biostratigraphie: Silurische Graptolithen (ALEXOWSKY et al. 1997); Silurische (bis unterdevonische) Graptolithen, Palynomorphen, Radiolarien, Conodonten (BLUMENSTENGEL et al. 2006) 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Langgestreckte, tektonisch abgescherte Linsen und Horizonte ■ Kinematik: Strike-Slip
Devon: Tuffit-reiche Gesteinsabfolge	<ul style="list-style-type: none"> ■ Grüne Metatuffite mit eingescherten Linsen aus Metakarbonaten und grünen Metabasiten, teils kohlige phyllitische Tonschiefer, die vereinzelt in WL mit Grauwacken ■ Beginnende Untere Grünschieferfazies ■ Biostratigraphie: Oberdevonische Conodonten (SCHÜTZENMEISTER 1963, KURZE et al. 1992) 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Linsenbau ■ Tonschiefer mit phyllitischem Glanz bis hin zu Grünfärbung ■ mafischer Tuffit mit grünschieferfazieller Epi-Chl-Ab-Matrix ■ grüne mafische Metabasite (Grünschiefer) ■ zerscherte Karbonatlagen in Metatuffiten ■ Foliation mittelsteil nach NE, untergeordnet nach N einfallend ■ Streckungslineation subhorizontal nach NW-SE bis WNW-ESE ■ Kinematik: Strike-Slip

Tabelle 6: Schwach metamorphe Zone.

Einheit (SW nach NE)	Petrologie	Tektonik
Silurische Kiesel- und Alaunschiefer	<ul style="list-style-type: none"> ■ Dunkle Kiesel- und Alaunschiefer ■ Biostratigraphie: Silurische Graptolithen (ALEXOWSKY et al. 1997); Silurische (bis unterdevonische) Graptolithen, Palynomorphen, Radiolarien, Conodonten (BLUMENSTENGEL et al. 2006) 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Langgestreckte, tektonisch abgescherte Linsen und Horizonte ■ Kinematik: Strike-Slip
Devon: Silizit-reiche Gesteinsabfolge	<ul style="list-style-type: none"> ■ Silizite (Hornstein), Tonschiefer, untergeordnet Grauwacken ■ Schwach metamorph ■ Biostratigraphie: Oberdevonische Conodonten (FREYER & UHLIG 1963, KURZE et al. 1992) 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Linsenbau ■ Foliierte Hornsteine und Tonschiefer (Wetzschiefer) ■ Isoklinal verfaltete Qz-Adern in Wetzschiefer ■ Isoklinale, teils abgescherte, SW-vergente, steile Knickfalten in Aufschluss aus Hornstein-Tonschiefer-WL ■ mit 30° einfallender Faltenachse nach NW ■ Foliation mittelsteil nach NE einfallend ■ Streckungslineation subhorizontal nach NW ■ Kinematik: Überschiebung und Strike-Slip
Unterkarbonische Metasedimente	<ul style="list-style-type: none"> ■ Tonschiefer-Grauwacke-WL, Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat (KHK), vereinzelte Linsen aus Quarzit und Karbonat ■ Schwach metamorph 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Linsenbau ■ Einregelung und Foliation der Gerölle im KHK durch Verformung ■ Scharfe, unregelmäßige Wechsel von KHK zu Tonschiefer-Grauwacke-WL ■ Marine Beckenrandfazies, synkinematisch ■ Isoklinale, teils abgescherte, WSW-vergente, steile Knickfalten ■ mit subhorizontaler Faltenachse nach NNW ■ Foliation mittelsteil nach NE einfallend ■ Ausnahme: Foliation im SE des Gebietes mit NW-Fallen ■ Streckungslineation flach nach NW ■ Kinematik: Überschiebung und Strike-Slip

Tabelle 7: Hochtemperatur-Niedrigdruck (HT-LP)-metamorphe-Zone

Einheit (SW nach NE)	Petrologie	Tektonik
HT-LP-Einheit 1 metasedimentär	<ul style="list-style-type: none"> ■ Granathaltiger Cordierit-Schiefer, kohlige Andalusit-Schiefer, Glimmerschiefer, Graphitquarzite, Hornfels, keine Karbonate ■ HT-LP-metamorphe obere Grünschiefer- bis untere Amphibolitfazies 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Linsenbau ■ Regionalmetamorph, da Granate und Cordierite von Foliation umflossen ■ Temperaturbetont, da Andalusit und Cordierit ■ -> HT-LP-metamorphe Obere Grünschiefer- bis Amphibolitfazies ■ Foliation subvertikal mit WNW-ESE-Streichen ■ Streckungslineation nicht erkennbar ■ Kinematik: Überschiebung und Strike-Slip
HT-LP-Einheit 2 metasedimentär und metamagmatisch	<ul style="list-style-type: none"> ■ Hochtemperatur-metamorphe mafische Tuffite, Effusiva, Tonschiefer und Karbonatgesteine, die in Epidot-Aktinolith-Schiefer, Knoten- und Glimmerschiefer, Marmore und Kalksilikate umgewandelt, zudem Metabasalte, Flatschen- und Bombentuffite, Mandelsteine ■ Teils hydrothermal alteriert, silifiziert ■ HT-LP-metamorphe Grünschieferfazies 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Linsenbau ■ Regionalmetamorph und grünschieferfaziell, da Epidot-Aktinolith-Schiefer ■ Temperaturbetont, da Kalksilikate gefunden ■ -> HT-LP-metamorphe Grünschieferfazies ■ Gescherte asymmetrische Klaster ■ Silifizierung, da Quarzsäume ■ Hydrothermale Alteration, da verfüllte Drusen ■ Foliation subvertikal nach NW-SE streichend oder flach nach NW fallend ■ Streckungslineationen vertikal bis flach nach NW ■ komplexe Architektur ■ Kinematik: Überschiebung und Strike-Slip

Tabelle 8: SW-Rand des Lausitz-Blockes

Einheit (SW nach NE)	Petrologie	Tektonik
Weesensteiner Metasedimente	<ul style="list-style-type: none"> ■ Grauwacken, Grauwackenpelite, Quarzite ■ Schwach metamorph, kontaktmetamorph ■ Maximales Ablagerungsalter: 562 ± 5 Ma (LINNEMANN et al. 2018) ■ Minimales Ablagerungsalter mit Intrusion des Dohnaer Granodiorits: ca. 538 Ma (GEHMLICH et al. 1997, LINNEMANN et al. 2000, LINNEMANN et al. 2018) 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Leicht foliiert ■ Teils kontaktmetamorph ■ Einzelne Knickfaltenbänder/Scherbänder ■ Foliation mittelsteil nach WNW bis NNE einfallend ■ Streckungslinierungen subhorizontal nach E und SSW ■ Kinematik: Überschiebung

Tabelle 9: Synkinematische Granitoide des Meißener Massivs

Einheit (SW nach NE)	Petrologie	Tektonik
Postvariszische Granitoide des Meißener Massivs	<ul style="list-style-type: none"> ■ Diorite, Granodiorite bis Monzonite ■ Biotit-, hornblende- und/oder pyroxenhaltig ■ Intrusionsalter des quarzführenden Hornblende-monzonits von der Steinlinde: $333,4 \pm 7$ Ma (DR. HENJES-KUNST in ALEXOWSKY et al. 1999) 	<ul style="list-style-type: none"> ■ schwache Gefügeregelung nach NW-SE ■ Verlauf NW-SE ■ Schneiden deformierte Einheiten an

Tabelle 10: Postkinematische Magmatite des Permokarbons

Einheit (SW nach NE)	Petrologie	Tektonik
Permokarbonische Magmatite	<ul style="list-style-type: none"> ■ Rhyolithgänge mit Fließgefüge ■ Vereinzelte Gänge aus Lamprophyren, Mikrograniten, magmatischen Brekzien, Apliten, Daziten, Trachyten bis Andesiten ■ Granit von Markersbach, grob- bis feinkörnig ■ Entstehungsalter von zwei Rhyolithgängen des Sayda-Berggießhübeler Gangschwarms: 314 Ma, 311 Ma (TICHOMIROVA et al. 2022) ■ Intrusionsalter Granit von Markersbach: 327 Ma (HOFMANN et al. 2009) 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Nichtverformt ■ Schneiden deformierte Einheiten ■ Rhyolith: nahezu orthogonales Kluftsystem ■ Granit von Markersbach: 1 flache, 3 steile Kluftrichtungen

A 3 Aufschlusspunkte

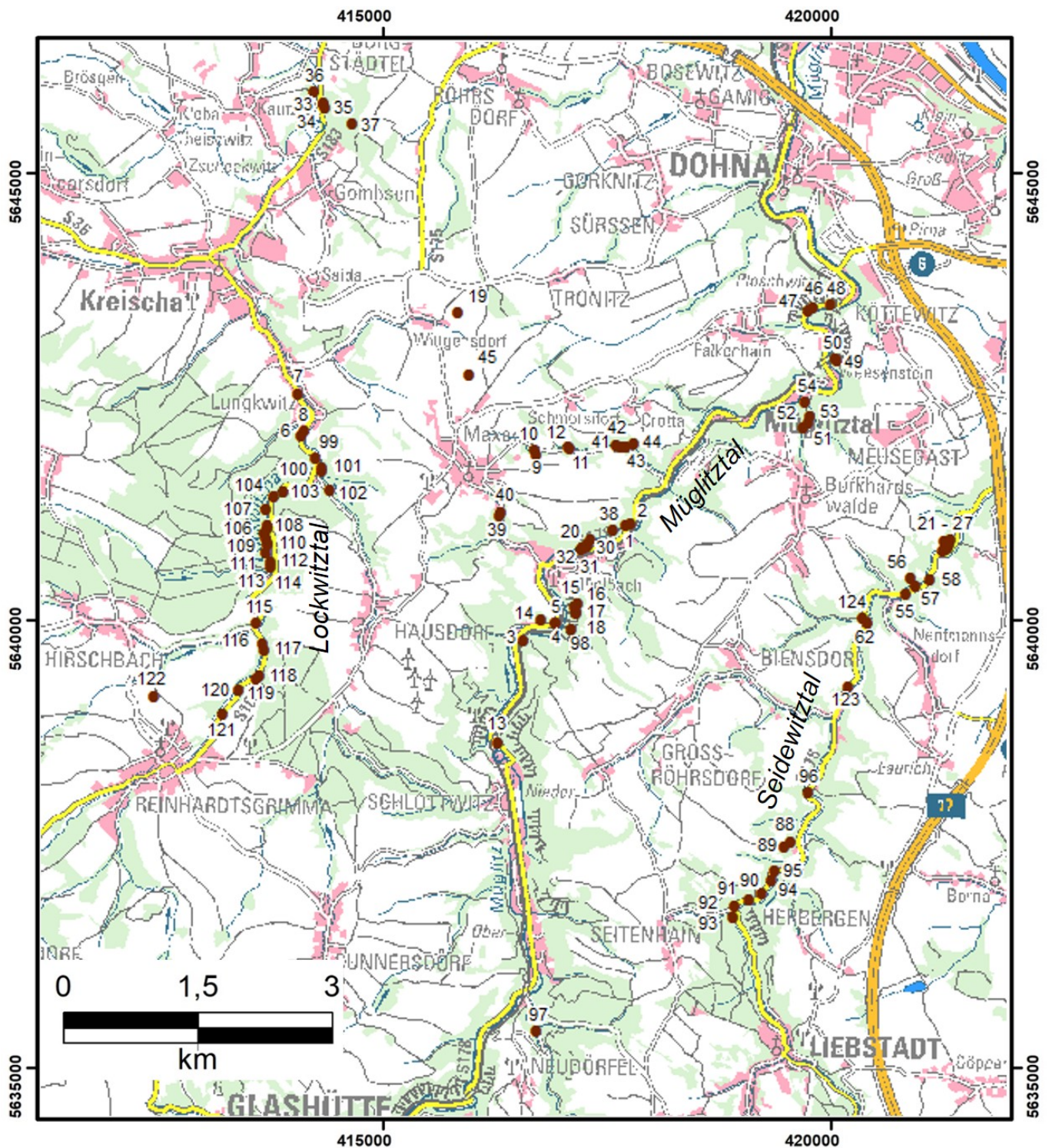


Abbildung 73: Aufschlusspunkte des Projektes IPES westlich der A17. Aufschlussbeschreibung in A3.

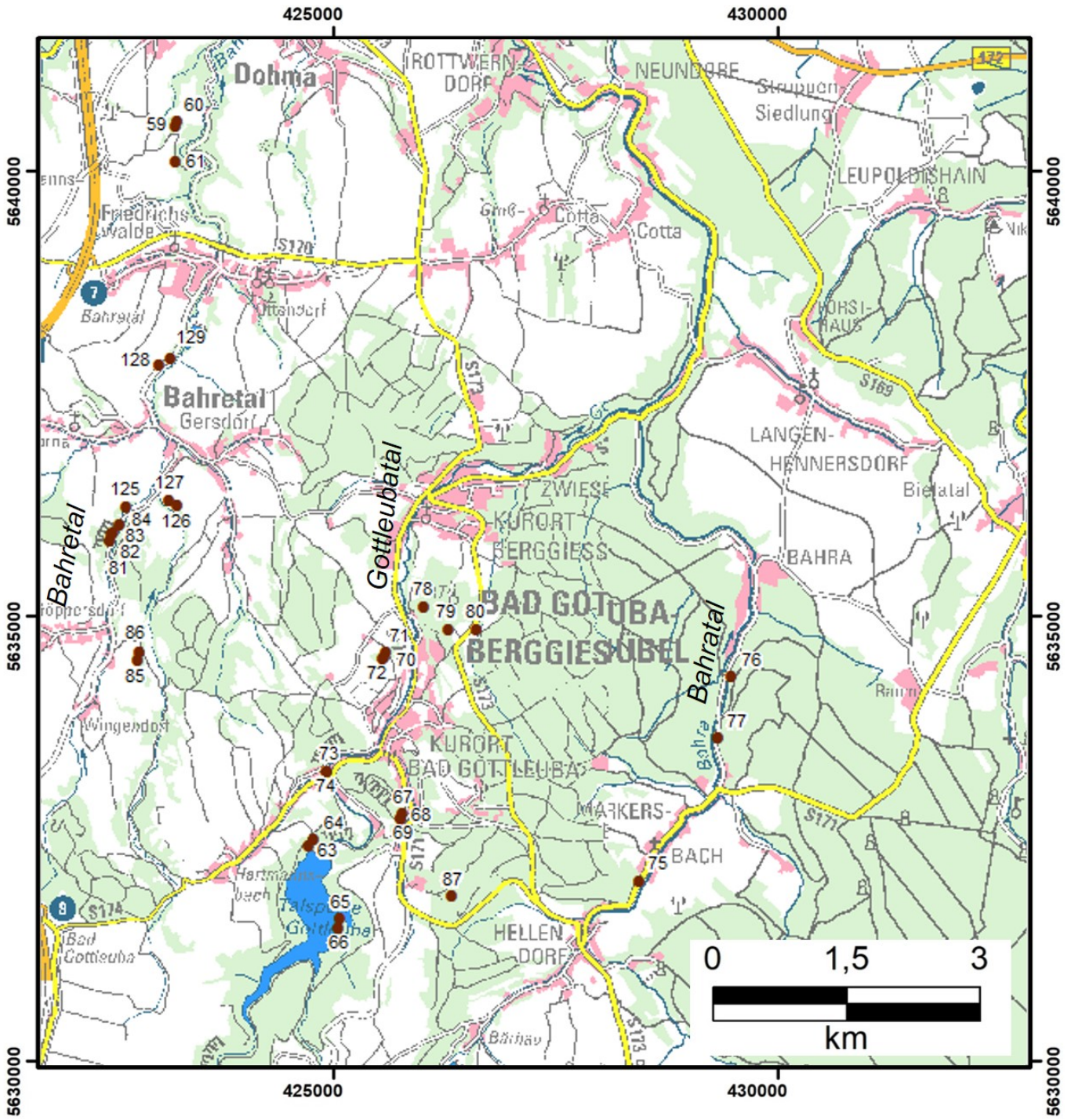


Abbildung 74: Aufschlusspunkte des Projektes IPES östlich der A17. Aufschlussbeschreibung in A3.

A 4 Aufschlussdokumentation

Tabelle 11: Aufschlüsse und Proben.

Aufschluss	East UTM33	North UTM33	Höhe	Probe	Gestein
1	417726,1	5641385,6	205,1	IPES_001	basischer Tuffit mit Karbonatlinsen
1	417726,1	5641385,6	205,1	IPES_002 ab	basischer Tuffit mit Karbonatlinsen
2	417774,3	5641406,7	207,4	IPES_003	Grauwacke-Tonschiefer-WL
3	416538,5	5640062,3	235,2	IPES_053	Zweiglimmergneis, mylonitisch, kataklastisch
4	416904,6	5640264,1	221,2	IPES_004ab	mylonitischer Biotit- bis Zweiglimmer-Zweifeldspatgneis
5	416906,9	5640271,4	220,2	IPES_005	mylonitischer Biotit- bis Zweiglimmer-Zweifeldspatgneis
6	413957,3	5642424,9	241,1	IPES_007 ab	Biotitzweifeldspatgneis
6	413957,3	5642424,9	241,1	IPES_008	Biotitzweifeldspatgneis
7	413929,1	5642905,7	223,3	IPES_006	Rhyolith
8	413995,9	5642487,8	231,3	IPES_009	Zweifeldspatgneis
9	416684,5	5642215,8	289,2	IPES_010	Tonschiefer, phyllitisch, karbonatisch
10	416674,3	5642259,4	285,7	IPES_011	Kalkstein
10	416674,3	5642259,4	285,7	IPES_012	Karbonat mit Quarzadern
11	417073,8	5642284,5	264,5	IPES_013	Tonschiefer, phyllitisch
12	417049,3	5642296,4	268,1	IPES_014	Tonschiefer, phyllitisch, karbonatisch
13	416239,8	5638880,1	241,0	IPES_015	Biotitzweifeldspatgneis
13	416239,8	5638880,1	241,0	IPES_016	Zweifeldspatgneis
13	416239,8	5638880,1	241,0	IPES_017 abc	Zweifeldspatgneis
13	416239,8	5638880,1	241,0	IPES_017 abc	Zweifeldspatgneis
14	416739,7	5640299,1	256,0	IPES_018	Kataklastischer mylonitischer Gneis
15	417162,5	5640486,4	319,8	IPES_019	Chloritgneis
16	417138,4	5640447,8	325,1	IPES_020	Chloritgneis, mylonitisch
16	417138,4	5640447,8	325,1	IPES_021	Chloritgneis, mylonitisch
16	417138,4	5640447,8	325,1	IPES_021	Chloritgneis, mylonitisch

Aufschluss	East UTM33	North UTM33	Höhe	Probe	Gestein
17	417157,0	5640390,6	324,8	IPES_022	Quarzphyllit
18	417150,2	5640376,6	320,0	IPES_023 a	Langenbrückenberg-Quarzit: foliiertes Quarzit, kataklastisch
18	417150,2	5640376,6	320,0	IPES_023 b	Langenbrückenberg-Quarzit: foliiertes Quarzit, kataklastisch
19	415788,3	5643855,7	332,0	IPES_024 a	Alaunschiefer
19	415788,3	5643855,7	332,0	IPES_024 b	Alaunschiefer
19	415788,3	5643855,7	332,0	IPES_025	Kieselschiefer
20	417230,7	5641141,8	214,0	IPES_026	Tonschiefer
20	417230,7	5641141,8	214,0	IPES_026	Tonschiefer
20	417230,7	5641141,8	214,0	IPES_026	Tonschiefer
20	417230,7	5641141,8	214,0	IPES_026	Tonschiefer
21	421485,2	5641220,4	198,3	IPES_027 a	Knoten-, Fruchtschiefer, Andalusitglimmerschiefer
21	421485,2	5641220,4	198,3	IPES_027 b	Knoten-, Fruchtschiefer, Andalusitglimmerschiefer
21	421485,2	5641220,4	198,3	IPES_027 b	Knoten-, Fruchtschiefer, Andalusitglimmerschiefer
22	421399,9	5641093,9	196,7	IPES_028	basischer Tuffit, kontaktmetamorphe Schalstein-Serie
22	421399,9	5641093,9	196,7	IPES_029	basischer Tuffit, kontaktmetamorphe Schalstein-Serie
23	421420,7	5641107,0	198,9	IPES_030	basischer Tuffit, kontaktmetamorphe Schalstein-Serie
24	421410,5	5641212,2	219,3	IPES_032a	Gabbro grob
24	421410,5	5641212,2	219,3	IPES_032b	Gabbro grob
25	421472,7	5641172,4	200,7	IPES_033 a	basischer Tuffit, kontaktmetamorphe Schalstein-Serie
25	421472,7	5641172,4	200,7	IPES_033 b	basischer Tuffit, kontaktmetamorphe Schalstein-Serie
26	421441,4	5641125,6	202,7	IPES_031 a	Kalksilikat
26	421441,4	5641125,6	202,7	IPES_031 b	Kalksilikat
26	421441,4	5641125,6	202,7	IPES_031 c	Kalksilikat
27	421449,6	5641130,9	203,2	IPES_034	Knoten-, Fruchtschiefer, Andalusitglimmerschiefer
28	417280,4	5641171,5	208,9	IPES_035	Kiesel- und Alaunschiefer, Tonschiefer
28	417280,4	5641171,5	208,9	IPES_037	Kiesel- und Alaunschiefer, Tonschiefer
29	417312,6	5641221,2	209,7	IPES_038	Metabasalt
30	417289,7	5641146,5	202,1	IPES_039	Störungsbrekzie

Aufschluss	East UTM33	North UTM33	Höhe	Probe	Gestein
30	417289,7	5641146,5	202,1	IPES_039	Störungsbrekzie
31	417239,9	5641136,7	208,9	IPES_040	Tonschiefer
32	417199,8	5641116,5	213,6	IPES_041	Tonschiefer
33	414215,9	5646283,9	192,2	IPES_042	Tonschiefer-Grauwacke-WL
34	414219,7	5646262,0	195,1	IPES_043	Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat
35	414244,2	5646221,2	203,6	IPES_044	Tonschiefer-Grauwacke-WL
35	414244,2	5646221,2	203,6	IPES_044	Tonschiefer-Grauwacke-WL
35	414244,2	5646221,2	203,6	IPES_045	Tonschiefer-Grauwacke-WL
36	414119,9	5646420,4	177,0	IPES_046	Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat, Grauwacke
36	414119,9	5646420,4	177,0	IPES_047	Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat
37	414551,5	5646040,6	278,5	IPES_048	Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat
37	414551,5	5646040,6	278,5	IPES_049	Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat
37	414551,5	5646040,6	278,5	IPES_050	Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat
38	417582,3	5641335,0	213,0	IPES_052	plattiger Marmor
39	416265,8	5641511,0	288,4	IPES_054	Spitzberg-Quarzit: Phyllit mit Quarz
39	416265,8	5641511,0	288,4	IPES_055a	Spitzberg-Quarzit: Phyllit mit Quarz
39	416265,8	5641511,0	288,4	IPES_055b	Spitzberg-Quarzit: Phyllit mit Quarz
39	416265,8	5641511,0	288,4	IPES_056	Spitzberg-Quarzit: Phyllit mit Quarz
40	416283,1	5641535,5	297,1	IPES_057	Spitzberg-Quarzit: Phyllit mit Quarz
41	417616,5	5642322,7	238,2	IPES_058	Wetzschiefer
41	417616,5	5642322,7	238,2	IPES_059	Wetzschiefer
42	417677,9	5642308,4	232,7	IPES_060	Hornstein
43	417725,2	5642302,1	227,6		Hornstein
44	417815,0	5642343,5	238,5	IPES_061	Tonschiefer
44	417815,0	5642343,5	238,5	IPES_062	Tonschiefer
45	415910,2	5643139,7	353,8	IPES_063	Hornstein
45	415910,2	5643139,7	353,8	IPES_064	Hornstein
45	415910,2	5643139,7	353,8	IPES_065	Hornstein

Aufschluss	East UTM33	North UTM33	Höhe	Probe	Gestein
46	419900,7	5643912,0	162,6	IPES_066	Grauwacke
46	419900,7	5643912,0	162,6	IPES_067	Grauwacke
47	419841,6	5643881,5	165,2	IPES_068	Kersantit und Metagrauwacke
47	419841,6	5643881,5	165,2	IPES_069	Kersantit und Metagrauwacke
48	420086,9	5643953,3	168,4	IPES_070	Biotitgranodiorit (Dohnaer Granodiorit)
49	420161,4	5643302,2	200,1	IPES_071 a	Grauwacke
49	420161,4	5643302,2	200,1	IPES_071 b	Grauwacke
50	420152,6	5643312,0	198,6	IPES_072	Grauwacke
50	420152,6	5643312,0	198,6	IPES_073	Grauwacke
51	419784,4	5642527,4	257,7	IPES_074	Flatschentuffit
51	419784,4	5642527,4	257,7	IPES_075	Flatschentuffit
52	419828,8	5642568,5	235,8	IPES_076	basischer Tuffit, Schalstein-Serie
52	419828,8	5642568,5	235,8	IPES_076	basischer Tuffit, Schalstein-Serie
52	419828,8	5642568,5	235,8	IPES_077	basischer Tuffit, Schalstein-Serie
53	419863,9	5642654,8	211,5	IPES_078	Grauwacke
54	419808,5	5642815,9	183,2	IPES_079	Grauwacke
55	420974,4	5640588,2	219,0	IPES_080	Cordieritschiefer, granathaltig
55	420974,4	5640588,2	219,0	IPES_081	Cordieritschiefer, granathaltig
55	420974,4	5640588,2	219,0	IPES_147	Cordieritschiefer, granathaltig
56	421024,5	5640778,7	250,0	IPES_082ab	Knotenschiefer mit Chiastolith
56	421024,5	5640778,7	250,0	IPES_083	Knotenschiefer mit Chiastolith
57	421072,0	5640687,6	220,9	IPES_084	Metagrauwacke, quarzitisch
58	421252,1	5640757,1	233,7	IPES_085	Glimmerschiefer
59	423130,1	5640715,0	283,7	IPES_086	Purpurberg-Quarzit, rötlich
60	423152,5	5640770,4	266,7	IPES_087	Purpurberg-Quarzit, rötlich
61	423138,1	5640316,8	271,6	IPES_088	Metagrauwacke, quarzitisch
62	420514,2	5640256,8	227,7	IPES_089	Alkalifeldspattrachyt
62	420514,2	5640256,8	227,7	IPES_090	Alkalifeldspattrachyt

Aufschluss	East UTM33	North UTM33	Höhe	Probe	Gestein
63	424631,5	5632452,3	439,1	IPES_091	Zweiglimmergneis
64	424692,9	5632527,4	434,3	IPES_092	Zweiglimmergneis
65	424986,8	5631624,2	424,7	IPES_093	Muskowitzweifeldspatgneis
66	424962,9	5631505,7	429,6	IPES_094	Zweiglimmergneis
67	425688,5	5632821,0	426,7	IPES_095	Turmalingranit
67	425688,5	5632821,0	426,7	IPES_096	Turmalingranit
67	425688,5	5632821,0	426,7	IPES_097	Turmalingranit
67	425688,5	5632821,0	426,7	IPES_097	Turmalingranit
67	425688,5	5632821,0	426,7	IPES_097	Turmalingranit
67	425688,5	5632821,0	426,7	IPES_124	Turmalingranit
67	425688,5	5632821,0	426,7	IPES_125	Turmalingranit
67	425688,5	5632821,0	426,7	IPES_125	Turmalingranit
67	425688,5	5632821,0	426,7	IPES_126	Turmalingranit
68	425682,0	5632767,6	416,3	IPES_098	Kataklasit
68	425682,0	5632767,6	416,3	IPES_098	Kataklasit
68	425682,0	5632767,6	416,3	IPES_098	Kataklasit
69	425682,0	5632767,6	416,3	IPES_099	Biotitzweifeldspatgneis
70	425481,0	5634629,8	415,1	IPES_100	Quarzlinse in Chloritgneis
70	425481,0	5634629,8	415,1	IPES_101	Chloritgneis, mylonitisch
71	425506,4	5634679,8	403,5	IPES_102a	Chloritgneis, mylonitisch
72	425461,3	5634610,8	410,9	IPES_103	Chloritgneis, viel Feldspat, hell, rötlich
73	424845,0	5633319,6	362,0	IPES_104	Turmalingranit
73	424845,0	5633319,6	362,0	IPES_104	Turmalingranit
74	424834,8	5633307,2	370,0	IPES_105	Turmalingranit-Kataklasit
75	428356,7	5632060,5	378,8	IPES_106	Phyllit bis Quarzphyllit mit Übergängen zu Andalusitschiefer
76	429400,0	5634399,9	349,5	IPES_107	Biotitgranit (Markersbacher Granit)
76	429400,0	5634399,9	349,5	IPES_107	Biotitgranit (Markersbacher Granit)
77	429239,5	5633701,0	353,9	IPES_108	Biotitgranit (Markersbacher Granit)

Aufschluss	East UTM33	North UTM33	Höhe	Probe	Gestein
77	429239,5	5633701,0	353,9	IPES_108	Biotitgranit (Markersbacher Granit)
78	425926,7	5635193,9	383,9	IPES_109	Chloritgneis, mylonitisch
79	426211,5	5634944,3	414,0	IPES_110	Chloritgneis, kontaktmetamorph
80	426520,5	5634946,6	415,8	IPES_111	Kontaktgestein
80	426520,5	5634946,6	415,8	IPES_112	Kontaktgestein
80	426520,5	5634946,6	415,8	IPES_113	Biotitgranit (Markersbacher Granit)
80	426520,5	5634946,6	415,8	IPES_114	Kontaktgestein
81	422402,9	5635953,6	325,7	IPES_115	Turmalingranit
81	422402,9	5635953,6	325,7	IPES_116	Turmalingranit
82	422419,1	5636031,9	322,9	IPES_117	Störungsbrekzie
83	422439,8	5636051,0	323,4	IPES_118	Kataklasit
84	422498,7	5636150,2	308,5	IPES_119	Ultramylonit
84	422498,7	5636150,2	308,5	IPES_127	Ultramylonit
84	422498,7	5636150,2	308,5	IPES_128	Ultramylonit
85	422706,0	5634593,5	399,3	IPES_120	mylonitischer Biotit- bis Zweiglimmer-Zweifeldspatgneis
85	422706,0	5634593,5	399,3	IPES_121	mylonitischer Biotit- bis Zweiglimmer-Zweifeldspatgneis
86	422720,3	5634687,8	388,8	IPES_122	Turmalingranit
87	426240,5	5631876,7	517,5	IPES_123	Sandstein
88	419632,1	5637720,9	295,2	IPES_129	Mylonit, grobe Feldspat-Klasten
89	419556,1	5637662,5	312,6	IPES_130	Langenbrückenberg-Quarzit: foliierter Quarzit
89	419556,1	5637662,5	312,6	IPES_130,5	Quarzgang
89	419556,1	5637662,5	312,6	IPES_131	Quarzphyllit
90	419291,0	5637125,8	295,1	IPES_132	mylonitischer Biotit- bis Zweiglimmer-Zweifeldspatgneis
91	419142,0	5637056,0	307,7	IPES_133	Biotitzweifeldspatgneis
91	419142,0	5637056,0	307,7		Biotitzweifeldspatgneis
92	418984,2	5636979,2	309,7	IPES_134	Biotitzweifeldspatgneis
92	418984,2	5636979,2	309,7	IPES_135	Biotitzweifeldspatgneis
93	418971,8	5636860,0	319,1	IPES_136	Zweiglimmergneis, mylonitisch, kataklastisch

Aufschluss	East UTM33	North UTM33	Höhe	Probe	Gestein
94	419414,1	5637278,1	286,2	IPES_137	Biotitzweifeldspatgneis
95	419439,1	5637383,4	284,4	IPES_138	mylonitischer Biotit- bis Zweiglimmer-Zweifeldspatgneis
96	419829,1	5638295,5	254,1	IPES_139	Phyllit mit basischem Tuffit und Effusivgestein
97	416682,1	5635534,7	281,8	IPES_140	Biotitzweifeldspatgneis
98	417100,0	5640194,8	432,2	IPES_141	Langenbrückenberg-Quarzit: foliierter Quarzit
99	414130,7	5642178,0	243,8	IPES_142	Biotitzweifeldspatgneis
103	413767,9	5641783,4	269,3	IPES_143	Zweifeldspatgneis
104	413652,0	5641722,0	260,5	IPES_144	Hirschberg-Quarzit: Granat-Quarzitschiefer
106	413581,2	5641388,3	269,8	IPES_145	Zweifeldspatgneis
107	413575,2	5641351,3	270,9		Zweifeldspatgneis
108	413534,2	5641306,0	287,7		Biotitzweifeldspatgneis
109	413549,4	5641252,7	280,8		Biotitzweifeldspatgneis
110	413576,5	5641195,3	282,6		Biotitzweifeldspatgneis
111	413580,8	5641163,8	272,2		Biotitzweifeldspatgneis
112	413550,7	5641085,0	285,9		Biotitzweifeldspatgneis
113	413620,7	5640963,6	278,4		Zweifeldspatgneis
114	413622,0	5640919,9	273,2		Zweifeldspatgneis
115	413453,6	5640258,1	290,7		Biotitzweifeldspatgneis
116	413518,9	5640029,1	298,7		Biotitzweifeldspatgneis
117	413539,2	5639954,9	299,0		Zweifeldspatgneis
118	413476,1	5639651,8	304,1	IPES_146	Biotitzweifeldspatgneis
119	413454,7	5639614,0	306,2		Biotitzweifeldspatgneis
120	413248,5	5639480,4	313,1		Biotitzweifeldspatgneis
121	413061,4	5639215,4	308,6		Biotitzweifeldspatgneis
122	413061,4	5639215,4	308,6		Biotitzweifeldspatgneis
123	420303,0	5639530,3	235,8	IPES_148	Hornstein-Tonschiefer-WL
123	420303,0	5639530,3	235,8	IPES_149	Hornstein-Tonschiefer-WL
124	420462,0	5640322,4	223,9		Tonschiefer-Grauwacke-WL

Aufschluss	East UTM33	North UTM33	Höhe	Probe	Gestein
125	422578,2	5636345,3	305,0		Phyllit
126	423154,0	5636360,6	311,9		basischer Tuffit, Schalstein-Serie
127	423060,0	5636423,7	299,5		Tuffit und phyllitische Tonschiefer-Tuffit-WL
128	422957,4	5637971,4	264,9	IPES_150	Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat
129	423083,8	5638044,5	258,7		Tonschiefer-Grauwacke-WL

A 6 Tektonische Messwerte

Tabelle 12: Durchschnittliche Messwerte für Streckungslineare und Foliation.

Aufschluss	Linear Azimuth	Linear Abtauchen	Foliation Fallrichtung	Foliation Fallwinkel	Aufschluss	Linear Azimuth	Linear Abtauchen	Foliation Fallrichtung	Foliation Fallwinkel
1	309	5	44	55	18	295	5	17	54
3	255	0	344	87	19			86	86
4	308	20	22	53	22	108	84	209	84
5	287	23	355	47	23	316	48	42	85
6	278	20	359	85	25	290	11	328	17
8	267	27	183	85	26			230	77
9	271	18	352	59	28	109	6	21	47
10			182	89	29	126	8	44	58
11	118	5	31	46	31	125	17	66	30
12	112	6	23	40	32	130	16	42	73
13	272	29	2	66	33	305	9	35	23
14	309	16	24	55	36	325	15	34	44
15	275	5	8	70	37	313	13	29	38
16	284	14	355	41	38	115	20	63	37
17	272	9	10	68	39	298	23	10	43
40			17	69	71	82	9	26	21
41	309	7	41	66	72	81	7	23	15
42			24	50	78	264	5	317	14
43			31	50	84	271	3	181	88
45			35	54	90	284	21	2	63
49	88	5	345	61	91			46	45
50	208	14	295	56	95	116	6	28	84
52	343	55	32	67	96	276	0	11	32
55			205	87	98			353	45

Aufschluss	Linear Azimuth	Linear Abtauchen	Foliation Fallrichtung	Foliation Fallwinkel	Aufschluss	Linear Azimuth	Linear Abtauchen	Foliation Fallrichtung	Foliation Fallwinkel
57			20	90	99	288	33	198	88
58			16	87	101	286	27	199	82
61			15	41	103	310	12	30	70
63	72	14	15	25	104			42	71
65	75	6	3	16	106			340	85
66	79	6	321	46	108			310	60
70			10	18	109	249	30	314	65
110	265	16	330	59	121			300	15
111			356	60	121			328	18
112			343	72	123			46	69
114			344	65	124			66	64
115			32	87	125			10	78
116			358	50	126			2	37
117			32	36	127	104	18	28	56
118	300	21	330	26	128			341	68
120	295	22	350	36	129			315	45

Tabelle 13: Messwerte für Harnischflächen mit Harnischrillung (Linear).

Aufschluss	Harnischfläche Fallrichtung	Harnischfläche Fallwinkel	Harnischrillung Azimuth	Harnischrillung Fallwinkel
4	8	60		
29	48	47	116	21
37	110	84	49	74
83	25	89	115	20
83	4	86	107	17
126	58	35		
126	36	29		

Tabelle 14: Klufmessungen

Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel	Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel	Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel	Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel
2	332	80	3	293	55	3	47	66	3	257	60
3	263	57	3	33	79	3	231	54	3	272	57
3	43	84	3	256	62	3	48	80	3	266	46
3	265	59	3	265	63	3	49	81	3	10	63
3	37	89	3	263	62	3	238	75	3	247	76
3	267	85	3	210	52	3	222	37	3	120	74
3	180	90	3	299	83	3	245	40	3	81	49
3	35	87	3	62	59	3	30	55	3	11	84
3	264	26	3	50	80	3	220	30	3	260	69
3	264	62	3	253	29	3	240	25	3	38	73
3	74	64	3	29	58	3	78	41	3	45	75
3	35	76	3	270	64	3	28	86	4	303	70
3	294	60	3	36	20	3	30	74	4	124	77
3	268	55	3	55	80	3	219	82	7	102	72
3	124	83	3	54	55	3	70	45	7	280	73
3	43	84	3	0	38	3	251	27	7	165	60
7	238	66	13	300	71	21	239	79	37	300	79
7	188	68	13	148	56	21	273	80	37	88	66
7	169	73	14	237	48	21	98	51	41	172	26
7	57	61	15	201	39	21	103	28	41	189	42
7	52	61	15	141	70	22	289	20	41	101	80
7	35	58	15	134	72	22	98	59	41	134	84
7	123	60	15	17	65	23	140	45	41	328	70
7	109	64	15	11	44	24	78	78	41	122	89
7	104	75	15	101	81	24	187	74	41	128	86

Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel	Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel	Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel	Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel
7	99	76	15	95	84	25	22	86	44	132	76
7	98	80	15	153	81	32	306	81	44	256	54
7	85	80	16	132	81	33	141	76	47	251	87
7	23	54	16	139	73	34	5	71	48	194	64
10	286	84	18	214	34	35	343	85	48	31	70
13	131	56	18	222	46	35	343	80	48	223	44
13	177	55	21	114	38	35	224	55	48	213	34
48	1	75	57	99	41	65	99	82	70	113	82
48	347	57	57	144	61	65	262	59	70	200	82
48	144	76	57	160	63	65	254	55	70	195	65
48	140	75	58	104	64	65	294	22	70	349	81
48	139	81	60	254	65	67	26	64	70	196	87
48	63	53	60	136	82	67	340	75	70	169	84
50	321	25	60	144	77	67	92	75	70	121	85
51	328	15	60	302	18	67	74	85	70	285	74
52	331	87	60	100	76	67	351	65	70	335	80
52	272	83	62	135	30	67	286	37	70	105	65
55	296	80	62	140	24	70	199	68	70	255	75
57	92	84	63	205	62	70	145	74	70	111	68
57	281	85	65	244	71	70	127	84	70	321	68
57	298	85	65	324	87	70	154	70	70	116	79
57	239	67	65	166	85	70	214	89	70	200	83
57	119	54	65	245	75	70	114	78	70	332	80
70	28	82	70	334	80	71	19	85	71	245	80
70	152	78	70	285	77	71	110	85	71	174	79
70	98	74	70	117	84	71	89	84	71	314	82
70	103	73	70	213	72	71	303	84	71	312	77

Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel	Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel	Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel	Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel
70	187	88	70	101	83	71	240	80	71	169	81
70	282	79	70	112	85	71	71	89	71	89	74
70	111	66	70	322	72	71	91	65	71	246	81
70	190	87	70	329	82	71	39	90	71	214	71
70	330	67	70	327	67	71	102	71	71	147	86
70	96	79	70	321	72	71	258	76	71	209	75
70	203	81	71	326	87	71	108	69	71	214	86
70	207	85	71	210	30	71	43	71	71	102	85
70	333	72	71	286	85	71	118	79	71	216	89
70	281	80	71	200	89	71	119	80	71	327	84
71	322	75	71	243	74	71	204	89	72	85	80
71	90	71	71	247	75	71	323	84	72	132	86
71	317	85	71	210	83	71	243	83	72	353	85
71	322	76	71	349	89	72	92	78	72	149	78
71	60	75	71	313	90	72	222	88	72	353	84
71	88	74	71	359	89	72	120	83	72	116	80
71	205	80	71	104	60	72	268	80	72	107	78
71	350	85	71	217	36	72	114	76	72	149	81
71	146	87	71	89	67	72	148	71	72	116	78
71	330	82	71	86	80	72	277	72	72	142	75
71	121	87	71	244	81	72	120	84	72	90	84
71	120	83	71	168	90	72	211	75	72	314	82
71	171	90	71	132	81	72	119	84	72	310	57
71	256	88	71	163	79	72	26	80	73	314	64
71	244	81	71	121	86	72	311	75	73	308	61
71	325	85	71	207	90	72	169	72	74	122	56
76	125	83	78	266	84	84	7	20	91	327	85

Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel	Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel	Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel	Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel
76	123	81	78	45	87	84	65	52	92	132	69
77	255	9	78	74	72	84	250	67	96	344	88
77	38	80	78	355	88	84	275	65	97	312	80
77	80	88	78	354	77	84	278	54	123	314	88
77	250	86	78	235	90	84	281	61			
77	136	83	78	172	80	84	291	61			
77	338	9	80	201	90	84	81	66			
78	153	78	80	281	84	84	76	70			
78	297	50	80	195	81	84	78	62			
78	103	70	80	181	88	88	115	85			
78	258	75	81	28	84	90	79	58			
78	124	56	84	174	58	90	321	6			
78	231	67	84	300	55	90	250	60			
78	126	67	84	326	8	90	248	62			
78	59	89	84	308	64	90	78	61			

Tabelle 15: Messwerte von Schnittlinearen von Foliation mit Klüften.

Aufschluss	Azimuth	Abtauchen
84	81	11
84	264	3
124	344	2

Tabelle 16: Messwerte für Schichtflächen.

Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel
87	293	6
87	195	7
87	338	2
87	43	5

Tabelle 17: Messwerte für verfaltete Foliationsflächen.

Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel	Fläche überkippt	Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel	Fläche überkippt
9	186	60	x	123	242	89	x
9	204	65	x	123	38	76	
9	14	63	x	123	32	70	
9	349	65	x	123	48	66	
10	352	60	x	123	46	69	
84	350	79		124	64	60	
84	168	90		124	68	68	

Tabelle 18: Messwerte für Faltenachsen.

Aufschluss	Azimuth	Abtauchen	Achse überkippt	Struktur
9	266	15		Antiform
9	261	29	x	Antiform
88	343	8		
96	18	8	x	Synform
96	24	12		Synform
123	311	34		
123	299	28		
129	296	15		

Tabelle 19: Messwerte für Bruchflächen.

Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel	Bruch überkippt	Aufschluss	Fallrichtung	Fallwinkel	Bruch überkippt
19	204	31		64	345	52	x
19	246	20		67	314	70	x
26	158	85		67	167	79	
26	227	34		67	203	85	x
27	202	63	x	67	336	79	x
30	178	75		69	56	40	
30	300	72		70	278	12	
32	34	57		75	166	80	
36	304	86	x	81	286	79	x
47	298	80		82	198	90	
50	55	55		83	98	86	
52	86	81		85	238	83	x
52	72	78		87	196	72	
53	112	66		89	188	2	
59	133	74		92	132	46	
60	11	82		93	66	72	
61	52	75		104	42	62	

Herausgeber:

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG)
Pillnitzer Platz 3, 01326 Dresden
Telefon: + 49 351 2612-0
Telefax: + 49 351 2612-1099
E-Mail: Poststelle.LfULG@smekul.sachsen.de
www.lfulg.sachsen.de

Autor:

Lea Schulze und Uwe Kroner
TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geologie
Bernhard-von-Cotta-Str. 2
09599 Freiberg
Telefon: + 49 3731139-2434
E-Mail: Uwe.Kroner@geo.tu-freiberg.de

Redaktion:

Ines Görz
Abteilung Geologie/Referat Ingenieurgeologie
Halsbrücker Straße 31a
09599 Freiberg
Telefon: + 49 37311294-1313
E-Mail: Ines.Goerz@smekul.sachsen.de

Fotos:

Lea Schulze, TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geologie

Redaktionsschluss:

09.01.2025

ISSN:

1867-2868

Bestellservice:

Die Broschüre steht nicht als Printmedium zur Verfügung, kann aber als PDF-Datei heruntergeladen werden aus der Publikationsdatenbank des Freistaates Sachsen (<https://publikationen.sachsen.de>).

Hinweis

Diese Publikation wird im Rahmen der Öffentlichkeitsarbeit vom LfULG (Geschäftsbereich des SMEKUL) kostenlos herausgegeben. Sie ist nicht zum Verkauf bestimmt und darf nicht zur Wahlwerbung politischer Parteien oder Gruppen eingesetzt werden.

Diese Maßnahme wird mitfinanziert durch Steuermittel auf der Grundlage des vom Sächsischen Landtag beschlossenen Haushaltes.

*Täglich für
ein gutes Leben.*

www.lfulg.sachsen.de