

GEOLOGICA SAXONICA

Journal of Central European Geology



Sonderdruck aus Volume 71, 2025

Helga Kemnitz

Das Lausitzer Massiv – ein Bruchstück des cadomischen Orogens

Ein Exkursionsführer durch die Oberlausitz

Inhaltsverzeichnis

1. Kurzer Abriss zur geologischen Situation und Erforschungs-Geschichte.....	62
2. Grauwacken – langweilig geht anders.....	64
2.1. Methodik	64
2.2. Provenance und tektonische Position.....	65
2.3. Alter der Grauwackensedimentation	67
3. Die magmatischen Gesteine – was zusammengehört und was nicht	69
3.1. Der cadomisch-synorogene Bogenmagmatismus	69
3.2. Die cadomische syn- bis postkollisionale Krustenmobilisierung.....	70
3.3. Frühpaläozoischer Riftmagmatismus	71
3.4. Variszische Magmatite	71
3.5. Ganggesteine unterschiedlicher paläozoischer Alter.....	71
3.6. Känozoischer Vulkanismus	71
4. Merkmale der cadomischen Deformation und Metamorphose	72
4.1. Faltenbau und Schieferungsentwicklung.....	72
5. Die Hebungsgeschichte des Lausitzer Massivs – ein echter Aufsteiger	73
6. Ein Blick über die Elbe	74
7. Exkursionsteil.....	75
Tag 1	75
Die Grauwacken der Lausitz-Gruppe, Kontaktausbildung. Kamenzer Raum	
Stop 1a	77
Stop 2	77
Stop 3	78
Stop 4	80
Tag 2	81
Grauwacken, Westlausitz/Ostlausitz. Metagrauwacken, Kontakterscheinungen	
Stop 1b	81
Stop 5	82
Stop 6	83
Stop 7	85
Tag 3	85
Zentralteil: Zweiglimmergranodiorit – muskovitführender Granodiorit, Dachgesteinseinschlüsse und basische Ganggesteine	
Stop 8 und 9	85
Stop 8	86
Stop 9	86
Stop 10	87

Titelseite: Klippe kontaktmetamorpher Grauwacken. Hofeberg, südlich Kamenz (Foto: H. Kemnitz)

Front cover: Contact-metamorphic greywacke rock. Hofeberg, south of Kamenz (Foto: H. Kemnitz)



Das Lausitzer Massiv – ein Bruchstück des cadomischen Orogens

Ein Exkursionsführer durch die Oberlausitz (revidierte Version)

The Lusatian Massif – fragment of the Cadomian orogen

An excursion guide across the Oberlausitz (revised version)

Helga Kemnitz¹

¹ Katharinenholzstr. 33B, 14469 Potsdam

Corresponding author: Helga Kemnitz (eike-pdm@t-online.de)

Academic editor Jan-Michael Lange | Received 26 June 2025 | Accepted 30 June 2025 | Published 25 July 2025

Citation: Kemnitz H (2025) Das Lausitzer Massiv – ein Bruchstück des cadomischen Orogens. Ein Exkursionsführer durch die Oberlausitz. *Geologica Saxonica* 71: 61–90. <https://doi.org/10.3897/gS.71.e147940>

Zusammenfassung

Im Fokus des vorliegenden Exkursionsführers steht die cadomische Entstehungsgeschichte der die Oberlausitz prägenden sedimentären und magmatischen Gesteine. Basis hierfür sind geologische Kartierungsarbeiten in den Verbreitungsgebieten der Grauwacken und ihrer Kontaktsituationen zu granodioritischen Gesteinen sowie ein umfangreiches petrographisches und geochemisches Datenmaterial. Hinzugezogen wurden die zahlreichen verfügbaren Daten zur Geochronologie. Sie bilden den Rahmen einer modernen Darstellung der Geschichte dieses östlichsten Teils des Saxothuringikums – von den Cadomiden bis rezent.

Das Hauptaugenmerk des Exkursionsführers liegt auf der Sedimentationsgeschichte der turbiditischen Grauwacken (Lausitz-Gruppe, Ediacarium) und insbesondere von Lithoklastenanalyse und geochemischer Klassifikation zur Herleitung von tektonischer Liefergebiets- und Sedimentbeckenposition. Die verschiedenen Typen der cadomischen magmatischen Gesteine werden gesondert beschrieben. In weiteren Kapiteln wird auf den tektonischen Bau sowie auf Metamorphosemerkmale der Grauwacken eingegangen. Die Deformation der Grauwacken und die Bildung großräumiger granodioritischer Körper sind das Ergebnis progradierender Subduktion ozeanischer Kruste unter den nördlichen Kontinentalrand Gondwanas.

Die jüngeren, phanerozoischen Etappen magmatischer Aktivitäten werden nur angerissen, so auch die bereits postcadomisch einsetzende Geschichte der Hebungsetappen des Lausitz-Massivs. Ein kurzer Exkurs ins Erzgebirge soll den Blick auf die Komplexität der Basementproblematik schärfen.

Der Exkursionsteil umfasst zehn Exkursionspunkte mit jeweils spezifischen Schwerpunkten, die Einblick in die Entwicklungsabschnitte, bzw. -prozesse der cadomischen Gebirgsbildung, aber auch in die jüngere geologische Entwicklung im Lausitzer Massiv ermöglichen. Alle Aufschlusskoordinaten sind in Dezimalgrad angegeben.

Schlüsselworte

Ediacarium, Deutschland, Granodiorite, Grauwacken, Lithoklastenanalyse

Abstract

The focus of this excursion guide is the Cadomian origin of the sedimentary and igneous rocks that characterise Upper Lusatia. It is based on geological mapping of the distribution of greywacke and its contacts with granodiorite, as well as extensive petrographic and geochemical data. The many available geochronological data have been taken into account. They form the framework for a modern presentation of the history of this easternmost part of Saxothuringia – from the Cadomides to recent times.

The main focus is on the sedimentation history of the turbiditic greywackes (Lausitz Group, Ediacaran) and in particular on detrital component analysis and geochemical classification to derive the tectonic source area and the depositional setting. The different types of Cadomian igneous rocks are described separately. Other chapters discuss the tectonic structure and metamorphic characteristics of the greywackes. Greywacke deformation and the formation of large granodioritic bodies are the result of progressive subduction of oceanic crust beneath the northern continental margin of Gondwana.

The younger, Phanerozoic stages of magmatic activity are only touched upon, as is the post-Cadomian history of the uplift stages of the Lusatian Massif. A short excursion to the Erzgebirge should sharpen our view of the complexity of the basement problem.

The part of the excursion consists of ten stops, each with a specific theme. They provide an insight into the different stages and processes of the Cadomian orogeny and the more recent geological development of the Lusatian Massif. All geographical coordinates are given in decimal degrees (DD).

Keywords

detrital component analysis, Ediacaran, Germany, granodiorites, greywackes

1. Kurzer Abriss zur geologischen Situation und Erforschungs-Geschichte

Das Lausitzer Massiv ist ein SE–NW-streichender Grauwacken-Granodiorit-Komplex, der sich im Zentralteil aus Zweiglimmer-, muskovitführenden und Biotitgranodioriten zusammensetzt. Sie sind das Ergebnis subduktionsinduzierten Schmelzens der Unterkruste (Gondwanarand)

und Teilen des bereits cadomisch sedimentierten Dachgesteins, das sich aus mächtigen turbiditischen Grauwackenschüttungen zusammensetzt. Die nördlich des zentralen Komplexes anschließenden Grauwacken bilden den noch gut erhaltenen Teil dieser neoproterozoischen

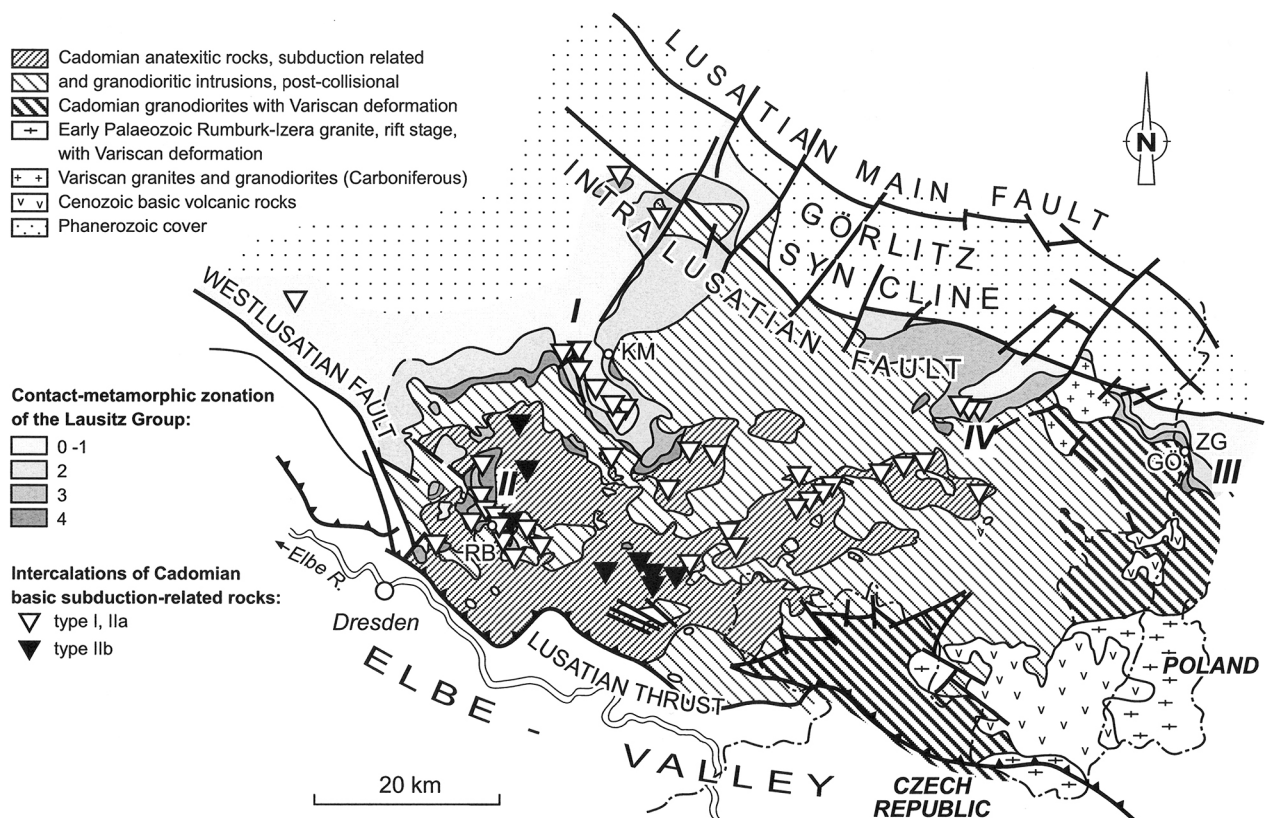


Abbildung 1. Vereinfachte geologische Karte des Lausitz-Massivs. Dargestellt sind die aufgeschlossenen Verbreitungsgebiete der Lausitz-Gruppe mit ihrer kontaktmetamorphen Zonierung sowie die Verbreitung basischer Einlagerungen in Grauwacken und Granodioriten. Die römischen Ziffern I–IV bezeichnen ausgewählte Arbeitsgebiete. KM – Kamenz, RB – Radeberg, GÖ – Görlitz, ZG – Zgorzelec (aus: Kemnitz 2007).

Figure 1. Simplified geological map of the Lusatian Massif showing the outcrop areas of the Lusatian Group with contact-metamorphic zonation and occurrences of basic intercalations within greywackes and granodiorites. Roman numbers I–IV correspond to areas of detailed investigation. KM – Kamenz, RB – Radeberg, GÖ – Görlitz, ZG – Zgorzelec (after: Kemnitz 2007).

Beckensedimente ab (Abb. 1). Stratigraphisch werden sie ins Ediacarium (Neoproterozoikum) gestellt und nomenklatorisch als nicht untergliederte Lausitz-Gruppe geführt (Kemnitz 1997).

Zu den unterlagernden Biotitgranodioriten existiert eine breite graduelle Kontaktzonierung, die im unmittelbaren Kontakt in einen Hornfelsraum übergeht. Die Kontaktbereiche zwischen Zweiglimmergranodioriten und Grauwacken sind über das Hornfelsstadium hinaus durch metatektische Auflösung des sedimentären Gesteinsverbands geprägt. Dachschollen und Kontakte stark thermisch überprägter Metagrauwacken sind im westlichen Teil des Massivs lokal erhalten. Die Kontaktbeziehungen zwischen den verschiedenen granodioritischen Gesteinen sind im tiefer angeschnittenen mittleren bis östlichen Zentralteil aufgeschlossen. Charakteristisch für die Zweiglimmergranodiorite sind ein hoher Anteil an Nebengesteinsenklaven sowie Metabasitschollen und Einschlüsse. Auch in den Grauwacken stellen Linsen und Lagen basisch-vulkanogener Herkunft ein besonderes Merkmal dar.

Die Schichtenfolge der Lausitz-Gruppe weist einen cadomischen generell weitspannigen Faltenbau mit

E–W- bis ENE–WSW-streichenden Faltenachsen auf. Die jüngere geologische Geschichte ist durch mehrfache Aktivierung von Mantel- und tiefkrustalen Schmelzen während der prävariszischen, spätvariszischen und tertiären Riftphasen gekennzeichnet.

Im S und SW wird das Massiv durch die Lausitzer Überschiebung begrenzt, jedoch reichen die Granodiorite der Lausitz unter den Kreideablagerungen der Elbezone weiter bis zur Westlausitzer Störung. Nördlich von Dresden bildet die Großenhainer Störung eine Abgrenzung zur Elbezone. Nach NW tauchen die Grauwacken unter känozoischer Bedeckung ab.

Über das Alter und die Frage nach der zeitlichen Einordnung der Granodioritkörper und den jeweils benachbarten Grauwacken zu entweder einem oder mehreren Gebirgsbildungsprozessen wurde jahrzehntlang kontrovers diskutiert (Rimann 1910; Ebert 1943; Pietzsch 1962; Hirschmann 1966; Brause et al. 1981). Den Anstoß dazu gaben Deformationsmerkmale an Granodioriten im Osten des Massivs, die sonst nur lokal in Störungszonen zu beobachten sind. Möbus (1956) und von Gaertner (1964) waren indessen damals schon der Auffassung, dass die

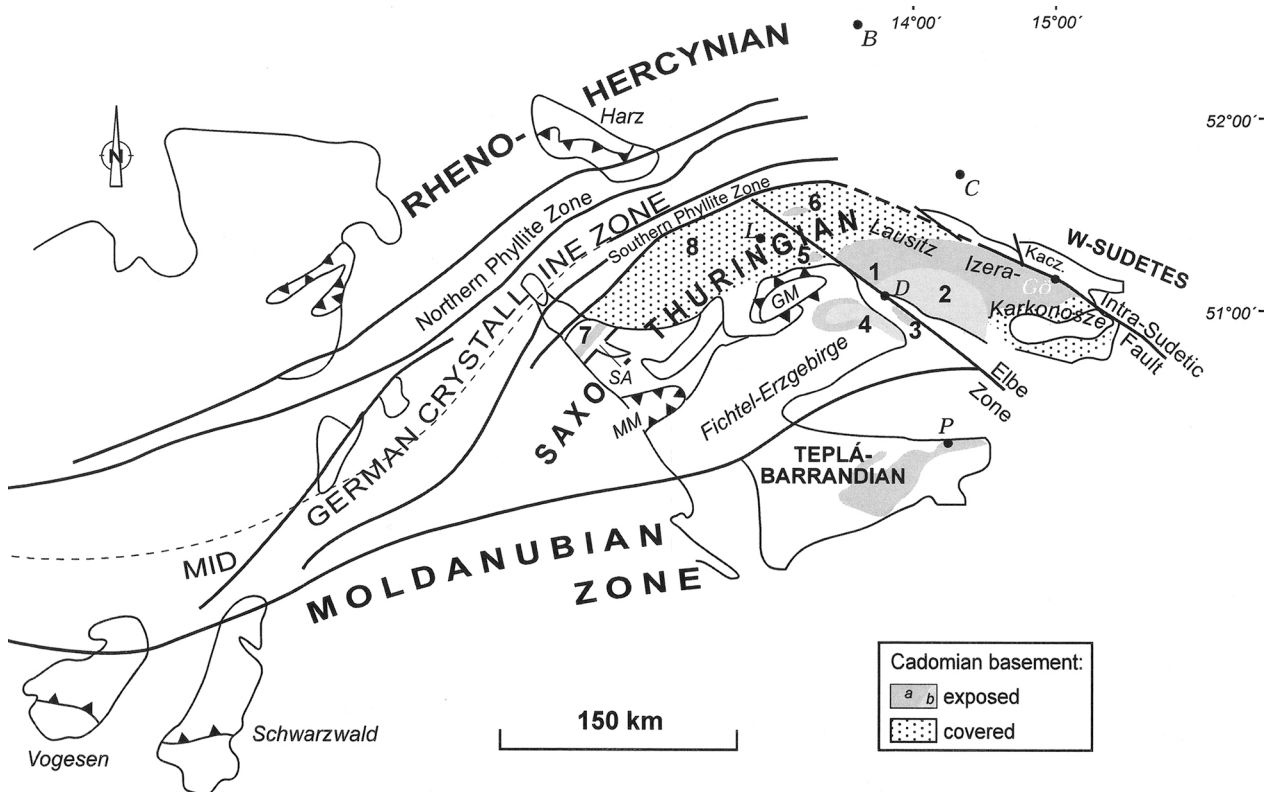


Abbildung 2. Vereinfachte Darstellung der variszischen Einheiten und den Anteilen cadomischen Untergrunds. **1** Lausitz-Gruppe, sedimentäres Neoproterozoikum; **2** granodioritische Gesteine; **3** Weesenstein-Gruppe; **4** Osterzgebirgische Metagrauwacken und Metagranodiorite (MP–MT-Einheit; Mingram et al. 2004); Clanzschwitz-Gruppe; **6** Rothstein-Formation; **7** Katzhütte-Gruppe; **8** Leipzig-Gruppe. SA – Schwarzburger Antiform; MM – Münchberger Massiv; GM – Granulit-Massiv; B – Berlin; C – Cottbus; D – Dresden; Gö – Görlitz; L – Leipzig; P – Praha; Kacz. – Gorie Kaczawskie. Aufgeschlossenes Fundament: a – sedimentär, b – magmatisch. Modifiziert aus: Kemnitz et al. 2002.

Figure 2. Schematic map of Saxothuringian Variscan units with Cadomian basement. **1** Lausitz Group, sedimentary Neoproterozoic; **2** granodioritic rocks; **3** Weesenstein Group; **4** metagrauwackes and -granodiorites of the Osterzgebirge (MP–MT unit, Mingram et al. 2004); **5** Clanzschwitz Group; **6** Rothstein Formation; **7** Katzhütte Group; **8** Leipzig Group. SA – Schwarzburg Antiform; MM – Münchberg Massif; GM – Granulite Massif; B – Berlin; C – Cottbus; D – Dresden; Gö – Görlitz; L – Leipzig; P – Praha; Kacz. – Gorie Kaczawskie. Exposed basement: a – sedimentary; b – igneous. Modified after: Kemnitz et al. 2002.

petrographisch nicht unterscheidbaren West- und Ostlausitzer Granodiorite kogenetisch sind.

Fehlende biostratigraphische Marker erschwerten die Alterseinstufung der Grauwacken zusätzlich, und damit auch die der benachbarten Intrusiva. So war für die Grauwackenabfolgen aufgrund ihrer geringen metamorphen Beanspruchung noch bis in die 1950er Jahre unterkarbonates Alter im Gespräch. In späteren Arbeiten wurden von den Vertretern verschiedenalter „Orogenstockwerke“ in der Lausitz zusätzliche scheinbare Kriterien zur Unterstützung der alten Pietzsch'schen Idee herangezogen, u. a. das Abweichen vom generellen WSW–ENE-Streichen der Faltenachsen in lokalen Aufschlüssen der Grauwacken (Kamenzer versus Görlitzer Grauwacke und Wüsteberg-Folge, s. a. Brause 1997). Die ungleich verteilten vulkanogenen Einlagerungen, lange als karbonatisch-kalksilikatische Anteile im Sediment verstanden, stützten ebenfalls die vermutete unterschiedliche Zeitlichkeit. Ähnlich wurden die an basaltischem Material einschluereicheren, teils diatexitischen Granodiorite im Zentralteil des Massivs als Zeugnis einer vorcadomischen Orogenese und zur Deutung einer selbständigen lithostratigraphischen Einheit (Stolpen-Gruppe) herangezogen (Brause 1997; Berger und Brause 2008).

Selbst mit dem eindeutigen Nachweis von vendischen (neoproterozoischen) Mikrobiota in den Grauwacken durch Burmann (1966) war die altersmäßige Zuordnung der Prozesse im Lausitzer Massiv und die Frage der „West-Ost-Unterschiede“ längst nicht geklärt. Den Durchbruch brachten ein erstes Pb/Pb-Zirkondatum von rund 565 Ma (Gehmlich et al. 1997) aus einer tuffitischen Grauwackenlinse im Kamenzer Raum (Wüsteberg) gemeinsam mit den vorherigen Datierungen an Granodio-

riten mit Altern zwischen 585 und 542 Ma (Kröner et al. 1994). Das war das Startsignal für systematisch ausgeweitete Datierungen und zirkonmorphologische Untersuchungen aller Lausitzer Gesteine unter neuen Gesichtspunkten (Linnemann et al. 2000; Buschmann et al. 2001; Tichomirowa et al. 2001; Tichomirowa 2002; Linnemann et al. 2007; Tichomirowa et al. 2012). Neben einer differenzierten Darstellung der cadomischen Prozesse führten die neuen Daten auch zur Klärung der Position von bisher sehr alt geglaubten Graniten und Monzograniten, die Teil der spätvariszischen Magmenentwicklung im Saxothuringikum sind (Hammer et al. 1997).

Die Lausitz-Gruppe setzt sich in den polnischen Westsudeten bis an die Intrasudetische Störung fort (Abb. 2; Borkowska et al. 1980; Żelazniewicz et al. 2003). Sie wird als Teil des cadomischen Orogengürtels verstanden, der sich mit seinem Typusgebiet im französischen Armorikanischen Massiv am nördlichen bis nordwestlichen Rand des zerfallenden Gondwana-Kerns entwickelte (Nance et al. 1991; Nance und Murphy 1994). Folgende Merkmale sind allen cadomischen Teilorogenen gemeinsam:

1. Grauwackensedimentation mit den Signaturen eines magmatischen Bogens im kontinentalen Randbereich;
2. Fehlen von Hochdruck-Metamorphose (Anden-Typ);
3. partielles Schmelzen der sedimentären Kruste mit nachfolgenden granitoiden Intrusionen (S-Typ);
4. postcadomische unter- bis mittelkambrische Trans-tensionstektonik, Bildung karbonatischer Sedimente, Einsetzen eines bimodalen Riftmagmatismus;
5. signifikante Häufung von Primäraltern detritischer Zirkone um 2,2–2,0 Ga, die Westafrika-(Gondwana)-Herkunft belegen.

2. Grauwacken – langweilig geht anders

Grauwacke – das war zunächst das eher nutzlose Nebengestein bei der Suche nach Erz und später auch in den Steinkohlengruben. Ihre graubräunliche Farbe, dazu Fossilieere, machten sie nicht gerade zum Liebling der frühen Geognosten. Die auffällige Rhythmik ihrer Abfolgen musste erst noch verstanden werden, für die Diagnose der winzigen Gesteinsbruchstücke brauchte es gute Mikroskope und eine neue Betrachtungsweise. Heute wissen wir, die graue Wacke ist zu Unrecht mit der Marke „uninteressant“ versehen worden. Rein petrographisch betrachtet sind die sogenannten unreifen Sedimente lithische Sandsteine, d. h., reich an Gesteinsbruchstücken. Was sie im übertragenen Sinn ganz schön bunt macht!

2.1. Methodik

So variabel wie der Inhalt an Gesteinsbruchstücken (Lithoklasten) in Grauwacken sein kann, können auch Rhythmik und Lithotypen in den Profilen vom Standardschema turbiditischer Grauwacken abweichen und

für unterschiedlichste Ablagerungsbedingungen stehen. Unter geeigneten Aufschlussverhältnissen lassen sich daraus Beckenentwicklungsprozesse früherer Zeiträume nachvollziehen. In alten, oft von Metamorphoseprozessen überlagerten Sedimentationsräumen ist das Instrumentarium eingeschränkt. Geochronologie und Geochemie machen es dann immer noch möglich, eine generelle Position im System „Orogen“ zu rekonstruieren.

In den gebietsweise kaum überprägten Lausitzer Grauwacken gibt der Lithoklasteninhalt Einblick in den ursprünglichen Detrituseintrag. Die Lithoklastenanalyse, kombiniert mit dem Gesamtgesteinschemismus (gewissermaßen der DNS der Grauwacken) erlaubt Rückschlüsse auf Liefergebiet und tektonische Position des Ablagerungsraums.

Hauptbestandteil der Matrix der Lausitzer Grauwacken ist feinstes Quarzkorn, sie sind daher lithogenetisch als „turbiditische Siliziklastika“ anzusprechen. Ein Referenzprofil über mehrere Sequenzen im Steinbruch Oßling, das gut dem Bouma'schen Fazieschema (Turbiditintervalle Ta bis Te; Abb. 3) entspricht, kann

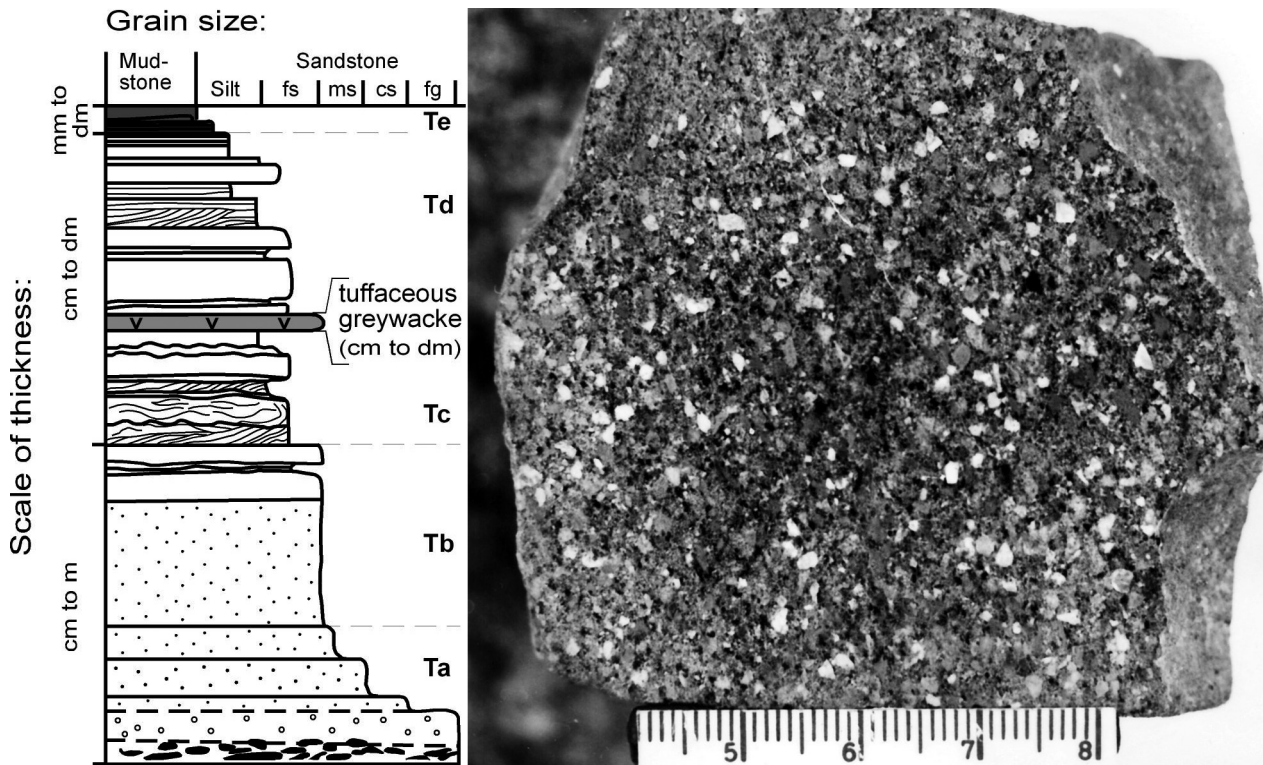


Abbildung 3. Links, Darstellung einer modellhaften Grauwacken-Sequenz der Lausitz-Gruppe. Medialer bis proximaler Fächerbereich (nach: Kemnitz und Budzinski 1991). Rechts, Beispiel für untersuchte Ta-Intervalle. Grobsandig-feinkiesige Grauwacke, Brandhübel bei Gersdorf, Kamenzer Raum.

Figure 3. Left, idealised section of greywacke sequences typical of the Lausitz Group. Medial to proximal fan position (after: Kemnitz und Budzinski 1991). Right, example of an investigated Ta interval. Coarse-sand to fine-gravel sized greywacke, Brandhübel near Gersdorf, Kamenz region.

auf die meisten der Aufschlüsse in den Untersuchungsgebieten I, III, bedingt auch IV (Abb. 1), übertragen werden. Für die Lithoklastenanalyse wurden die Intervalle Ta und Tb, die in den meisten der dafür geeigneten Profilaufschlüsse zu durchschnittlich 50 % vorhanden sind, genutzt (Abb. 3). Sie repräsentieren den Mittelsand- bis unteren Grobsand-Korngrößenbereich. Feinkonglomeratische Grauwacken bilden die Ausnahme.

2.2. Provenance und tektonische Position

In Abbildung 4 ist die durchschnittliche Zusammensetzung der Lithoklasten an 55 Proben aus den Untersuchungsgebieten I–IV (Abb. 1) dargestellt (Abb. 5A–D). Grenzen der Methode sind durch den Grad der kontaktmetamorphen Überprägung und v. a. Korngrößenunterschiede im Probenmaterial gesetzt. Beide beeinflussen das Verhältnis von stabilen (mono- und polykristalline Quarzklasten) zu instabilen Komponenten. Der Anteil instabiler Komponenten (Gesteinsbruchstücke und Feldspäte) von bis zu 45 % spiegelt einen geringen Sortierungsgrad, somit auch sehr gut das primäre Spektrum an Ausgangsgesteinen wider. Zwischen 85–95 % der Lithoklasten können auf Magmatite zurückgeführt werden. Signifikante Veränderungen, die Wechsel im Liefergesteinsangebot, z. B. durch veränderte Erosionsanschnitte oder prinzipi-

elle Liefergebietsänderungen anzeigen und damit auch Zeitmarken setzen würden, konnten aus den Untersuchungen nicht abgeleitet werden (Kemnitz 1994).

Das Schwermineralspektrum (opake und nichtopake Komponenten) umfasst Ilmenit, Magnetit, Pyrit, Hämatit, Zirkon, Apatit, Turmalin, Rutil und Epidot; sehr selten auch Pyroxen (Abb. 5C). In der Lithoklastenanalyse werden diese (ebenso detritische Glimmer, Abb. 5D) zwar nicht direkt dargestellt, spielen aber in der Gesamtbeurteilung eine Rolle.

Die untersuchten mittelsandig bis grobsandig-mittelsandigen Grauwacken (> 360 bis $\geq 2000 \mu\text{m}$) besitzen im Mittel ein klastengestütztes Gefüge (Lithoklasten: Matrix=1,1), mit eher schlecht gerundetem Klasteninhalt ($R=2,69$), geringem Sortierungsgrad und einem durchschnittlichen Reifeindex von 1,25 bezogen auf das Verhältnis instabiler zu stabilen Klasten. Diese Merkmale weisen auf eine intensive physikalische Verwitterung der Ausgangsgesteine und einen vorherigen kurzen Transportweg zum Schelfrand hin. Das sind Merkmale, die zum einen sehr gut mit dem neoproterozoischen Klimaszenario übereinstimmen, den Vereisungsperioden vor etwa 565 Ma nämlich, deren glazigene Spuren in der Weesenstein- und Clanzschwitz-Gruppe dokumentiert sind (Linnemann 1991; Linnemann et al. 2018). Zum anderen schließen diese Merkmale relativ sicher aus, dass größere Anteile bereits früher umgelagerten Materials die Interpretation zu Liefergebiet und Sedimentationsraum

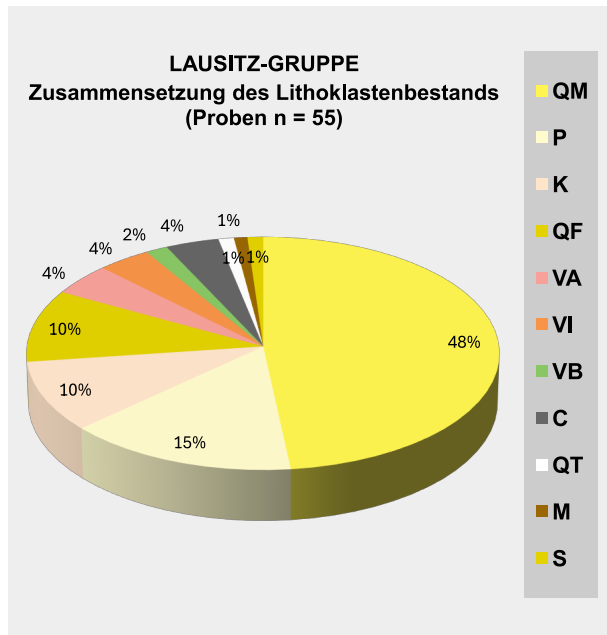


Abbildung 4. Die durchschnittliche Zusammensetzung an Lithoklasten in der Lausitzer Grauwacke und ihre Zuordnung. Granitoide: QM – monokristalliner Quarz; P und K – Feldspäte; QF – Feldspat-Quarz-Glimmer-Verwachsungen, Zirkon anteilig. Vulkanite: VA, VI und VB – Glasmatrix; Einsprenglinge (Quarz, Feldspat, Biotit, Pyroxen, Amphibol), Fe-Ti-Schwerminerale, Zirkon anteilig. Sedimente: QP – Polykristalline Quarz-Aggregate; C und QT – Lydit, Quarzit; S – Silt, Tonstein. Metamorphite: M – Schiefer, gneisartige und Mylonit-Fragmente. Daten aus: Kemnitz 2007).

Figure 4. The average detrital composition of the Lusatian greywackes and the derivation of clasts. Granitoidic rocks: QM – monocrystalline quartz; P and K – feldspars; QF – feldspar-quartz-mica aggregates, in parts zircon. Volcanic rocks: VA, VI and VB – glassy matrix; shards, porphyroclasts (quartz, feldspar, biotite, pyroxenes, amphibols), Fe-Ti bearing heavy minerals, in parts zircon. Sedimentary rocks: QP – polycrystalline quartz aggregates; C and QT – chert, quartzite; S – silt, mudstone. Metamorphic rocks: M – slate, schist, gneiss and mylonitic fragments. Data from: Kemnitz 2007.

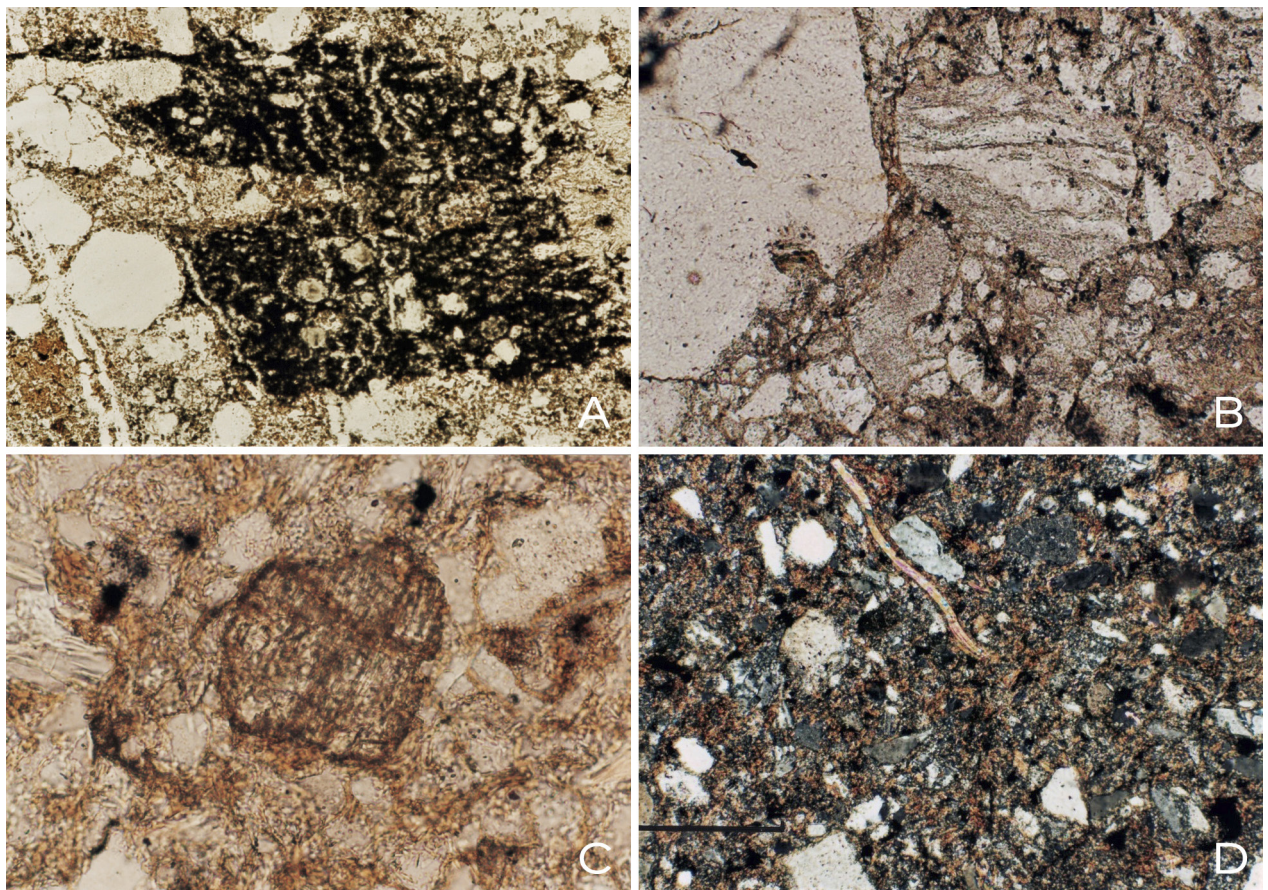


Abbildung 5. **A** Scoriaklast, mafisch, vulkanogen (Mitte), etwa 900 µm Durchmesser, Neukirch bei Königsbrück; **B** kantengerundeter Klast mit schiefbrig-mylonitischem Interngefüge, Metamorphit (Mitte), etwa 500 µm. Links daneben ein großer Quarzklast (monokristallin), Kunnersdorf bei Görlitz; **C** Pyroxenkorn, etwa 130 µm; **D** detritischer Hellglimmer in kontaktmetamorpher Grauwacke, etwa 700 µm lang (x Nicols). Biotit- und Serizitneubildung in der Matrix, beginnende Auflösung der Quarzkornränder (C, D). Hangaufschluss Kunnersdorf-Liebstein bei Görlitz.

Figure 5. **A** Scoria fragment of a mafic volcanic rock (centre), width of grain c. 900 µm, Neukirch near Königsbrück; **B** edge-rounded metamorphic clast with slaty to mylonitic internal fabric (centre), size c. 500 µm. Large monocrystalline quartz grain (left), Kunnersdorf near Görlitz; **C** pyroxene grain, size c. 130 µm; **D** detrital white mica in contact metamorphic greywacke, ca 700 µm in width (x Nicols). Groundmass with new grown biotite and sericite, beginning of grain boundary migration in quartz (C, D). Slope of the Weiße-Schöps valley in Kunnersdorf-Liebstein, near Görlitz.

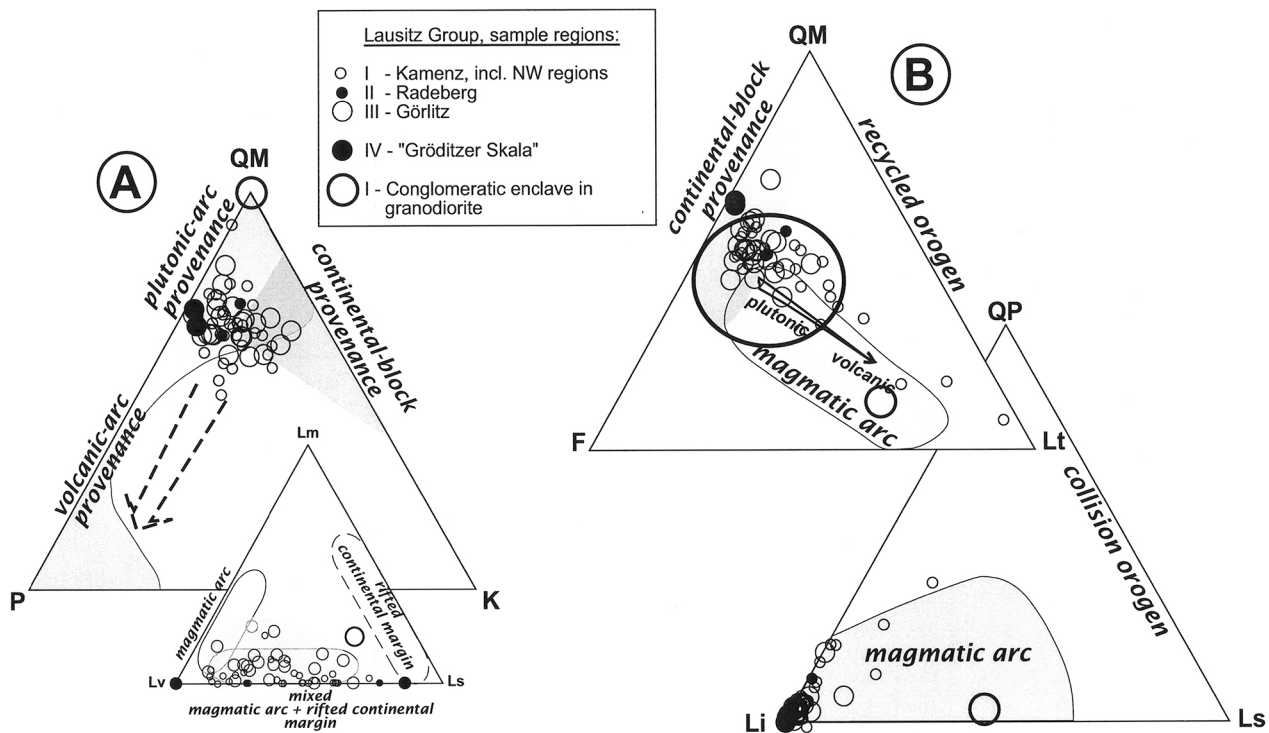


Abbildung 6. Darstellung verschiedener Diskriminanzmöglichkeiten zur Liefergebietsherleitung und zur tektonischen Position des Ablagerungsraums. **Plot A**, oben: P – Plagioklas; K – Kalifeldspat; QM – monokristalliner Quarz. Unten: Gesteinsfragmente: Lv – Vulkanite; Lm – Metamorphite; Ls – Sedimente. **Plot B**, oben: F – Feldspat gesamt; QM – monokristalliner Quarz; Lt – Gesteinsfragmente gesamt. Unten: Li – Magmatitfragmente gesamt; QP – polykristalliner Quarz; Ls – Sedimente.

Figure 6. Drawing of various discrimination systems plots defining provenance areas and depositional settings. **Plot A** top: P – plagioclase; K – potassium feldspar; QM – monocrySTALLINE quartz. Below: rock fragments; Lv – volcanic; Lm – metamorphic; Ls – sedimentary rocks. **Plot B** top: F – total feldspar; QM – monocrySTALLINE quartz; Lt – total of rock fragments. Below: Li – total of magmatic rock fragments; QP – polycrySTALLINE quartz; Ls – sediments.

verfälschen könnten. Daneben beschreibt das Fehlen einer echt proximalen Fazies in den Profilen am ehesten hemipelagische Bildungsbedingungen in progradierender mittlerer Fächerposition.

Detritusbestand und chemische Zusammensetzung (Haupt-/Spurenelemente) charakterisieren das Liefergebiet der Grauwacken als gegliederten magmatischen Bogen mit deutlichem Einfluss eines kontinentalen Hinterlands (Kemnitz und Budzinski 1991, 1994; Kemnitz 2007), was gut mit einer Position im back-arc-Bereich erklärt werden könnte (Buschmann et al. 1995; Linnemann et al. 2000) (Abb. 6, 7). Aus den benachbarten neoproterozoischen Einheiten der Elbezone und in SE-Brandenburg sind weitere, jedoch lithofaziell (z. T. sicher auch zeitlich) abweichende Abschnitte der cadomischen Beckenentwicklung bekannt: Clanzschwitz- und Weesenstein-Gruppe werden als frühe, proximale Schüttungen am passiven Rand eines back-arc-Beckens interpretiert, während die Rothstein-Formation den Bereich des aktiven Bogens abbilden könnte (Linnemann et al. 2007, 2014). Die deutlich mächtigeren medialen bis distalen Grauwackenschüttungen von Lausitz-, Leipzig- und Teilen der Katzhütte-Gruppe, deren Sedimentation vermutlich bis in den Grenzbereich zum Kambrium anhielt, könnten nach neueren Modellen eine Retroarc-Beckenposition eingenommen haben (Linnemann et al. 2007).

2.3. Alter der Grauwackensedimentation

Durch Burmann (1966, 1972) wurden erstmals zuverlässig Favosphaeren (Wabenkugel-Acritarchen) aus Bohrkernmaterial beschrieben. Weitere Funde dieser Form (Abb. 8) bestätigten ihre Verbreitung in den Grauwacken (Weber et al. 1990; Burmann et al. 1997). Ihre biostratigraphische Einstufung ins späte Ediacarium („oberes Brioverien“/Neoproterozoikum) beruht auf Vergleichsfloren (Bavlinellen), die von Kanada über Grönland, Nordwesteuropa bis zur Russischen Tafel nachgewiesen wurden. Bis auf nicht bestimmbare Fadenalgenreste muss das Mikrobiota-Aufkommen in den Lausitzer sowie nordwestsächsischen Grauwacken (Leipzig-Gruppe) jedoch als zu monoton und statistisch unterrepräsentiert beschrieben werden, um für eine vertiefte stratigraphische Gliederung geeignet zu sein.

Altersdatierungen an Zirkonen aus symsedimentärem tuffitischem Begleitmaterial (Wüsteberg, Raum Kamenz) sowie aus vulkanischen Geröllen (Wetterberg, Raum Großenhain) der Lausitzer Grauwacken und den äquivalenten Einheiten Rothstein-, Clanzschwitz- und Weesenstein-Gruppe lieferten Sedimentmaximalalter, die ebenfalls der Zeitspanne des Ediacariums entsprechen: 575–540 Ma (Gehmlich et al. 1997; Buschmann et al. 2001; Linnemann et al. 2004).

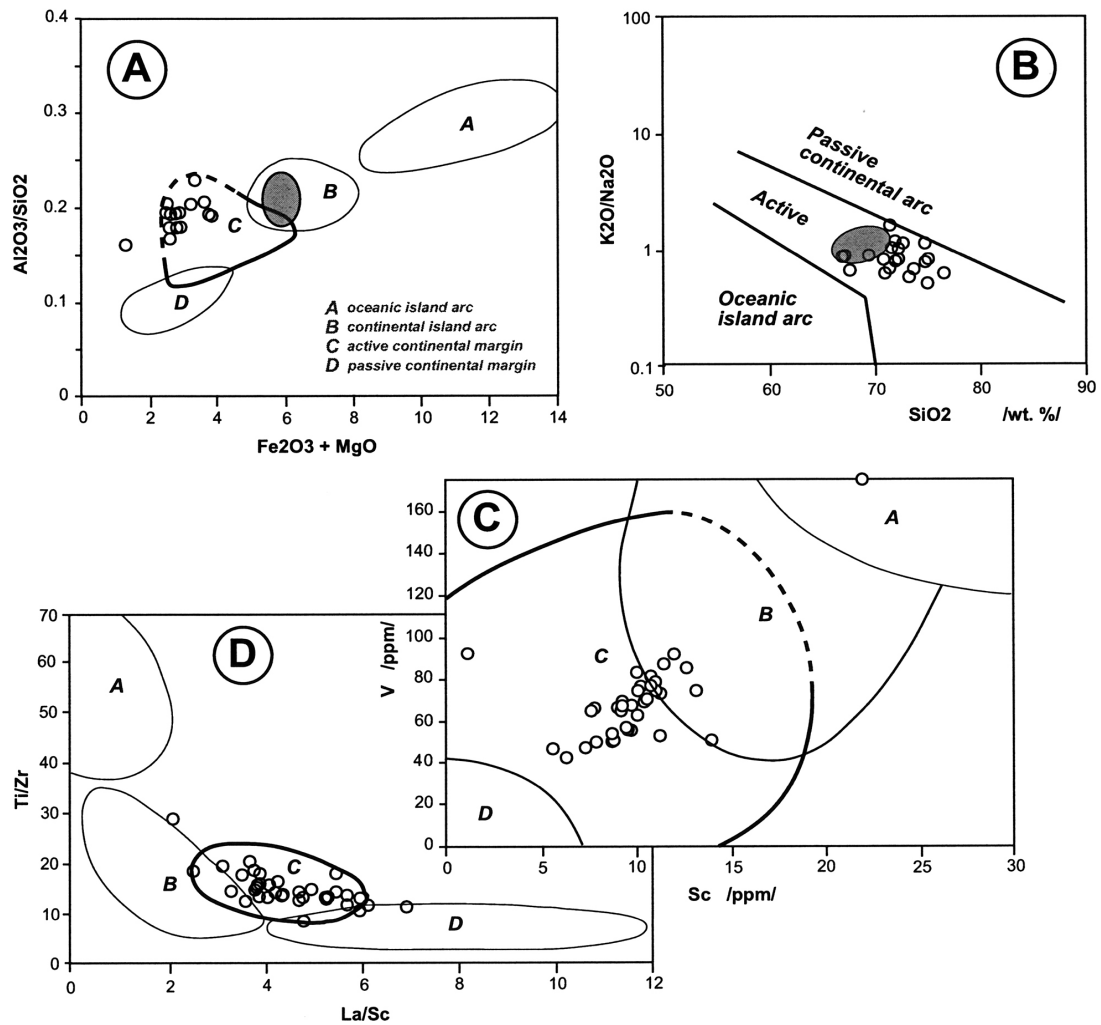


Abbildung 7. Geochemische Klassifikation. Herkunft und tektonische Position der Lausitz-Gruppe. **A, B** Vergleich Lausitz-Gruppe (offene Kreise) mit Katzhütte-Gruppe (graues Feld), beide nehmen eine subduktionskontrollierte Beckenposition an einem konvergenten Kontinentalrand ein. **C, D** Beide Einheiten zeigen auch im Vergleich der Spurenelementverhältnisse übereinstimmende Position. Daten aus: Kemnitz und Budzinski 1994; Kemnitz et al. 2002.

Figure 7. Geochemical classification diagrams defining the basin setting of the Lusatian Group (open circles). For comparison, the basin position of the Neoproterozoic Katzhütte Group (shaded field) is plotted in **A** and **B**. Both share a subduction controlled basin position. **C** and **D** show corresponding plots. Data base: Kemnitz and Budzinski 1994; Kemnitz et al. 2002.

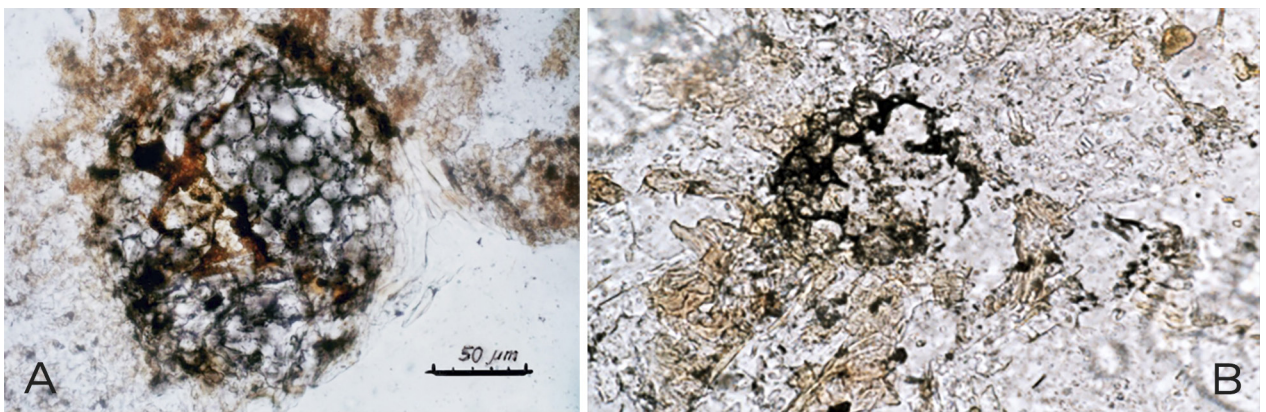


Abbildung 8. *Favososphaera conglobata* sensu Burmann. Nachweis in Dünnschliffen aus Ta-Intervallen. **A** Steinbruch Oßling, grobsandige Grauwacke, schwach kontaktmetamorph. **B** Spitzberg bei Petershain, feinkiesige Grauwacke mit deutlicher kontaktmetamorpher Biotitblastese in der Matrix.

Figure 8. *Favososphaera conglobata* sensu Burmann. Findings in thin sections, Ta intervals. **A** Quarry Oßling, coarse-sand, weakly contact-metamorphic greywacke. **B** Spitzberg near Petershain, fine-gravel greywacke, contact-metamorphic overprint is defined by biotite blasts.

3. Die magmatischen Gesteine – was zusammengehört und was nicht

Um die Magmatite im Lausitz-Massiv zu beschreiben, ist als erstes zu unterscheiden in:

- cadomisch-synorogenen bis postkollisionalen Magmatismus;
- variszisch-postkollisionalen Magmatismus;
- und känozoischen (perialpidischen) Riftvulkanismus.

Präcadomische magmatische Ereignisse sind lediglich im Zirkondetritus der dem alten Gondwana-Kontinent vorgelagerten marinen Becken festgehalten. Die jüngeren Ereignisse können wir „anfassen“. Vor allem aber konnten sie datiert werden, was Ordnung ins Prozessverständnis brachte.

3.1. Der cadomisch-synorogene Bogenmagmatismus

In den am tiefsten freigelegten Teilen des Lausitz-Massivs dominieren partiell aufgeschmolzene granodioritische Gesteine mit einer den Grauwacken sehr ähnlichen geochemischen Signatur. Besonders auffallend sind die in ihnen auftretenden Metabasitschollen sowie kleinere Enklaven ebenfalls basischer Zusammensetzung. Auffallend ist bei letzteren wiederum die Ähnlichkeit zum sporadisch in der Lausitz-Gruppe auftretenden Quarz-Klinozoisit-Fels-Typ. Anhand der geochemischen Verteilungsmuster können folgende Gesteinstypen abgeleitet werden:

- **Typ I**, Quarz-Klinozoisit-Felse. Verwitterungsprodukt basischer Vulkanite, umgelagert und im Trübestrom mit Siliziklastika vermischt, entsprechend mineralogisch/chemisch variabel (Abb. 9A, B).
- **Typ IIa** ist geochemisch eher als basischer Tuff anzusprechen (Abb. 9B). Beide belegen in den Klassifikationsdiagrammen die gleichen, bzw. eng benachbarte Felder – ein klarer Hinweis auf ihre gemeinsame Abstammung.
- **Typ IIb** ist als Metabasalt mit N-MORB-, bzw. Bogenbasalt-Signatur klassifiziert (Abb. 9C).

Zirkondatierungen deuten auf eine Gesamtdauer der vulkanischen Aktivitäten im Zeitraum zwischen 590–560 Ma hin. Die Hauptaktivität des cadomischen Bogenvulkanismus fand nach Zirkonaltersdaten zwischen 575–565 Ma statt. Zirkone in Typ I lieferten Alter von 564 ± 3 und 577 ± 8 Ma ((Pb-Pb-Evaporationsmethode und SHRIMP, Wüsteberg/Raum Kamenz (Gehmlich et al. 1997; Linnemann et al. 2000)), in Typ IIa von 574 ± 8 Ma und 566 ± 10 Ma ((SHRIMP, Rothstein-Formation (Buschmann et al. 2001; Linnemann et al. 2000)). Nach Buschmann (1995) lässt sich der Vulkanismus der Rothstein-Gruppe als kalkalkaliner E-MORB im Back-Arc-Bereich einordnen, während das in der Lausitz- und

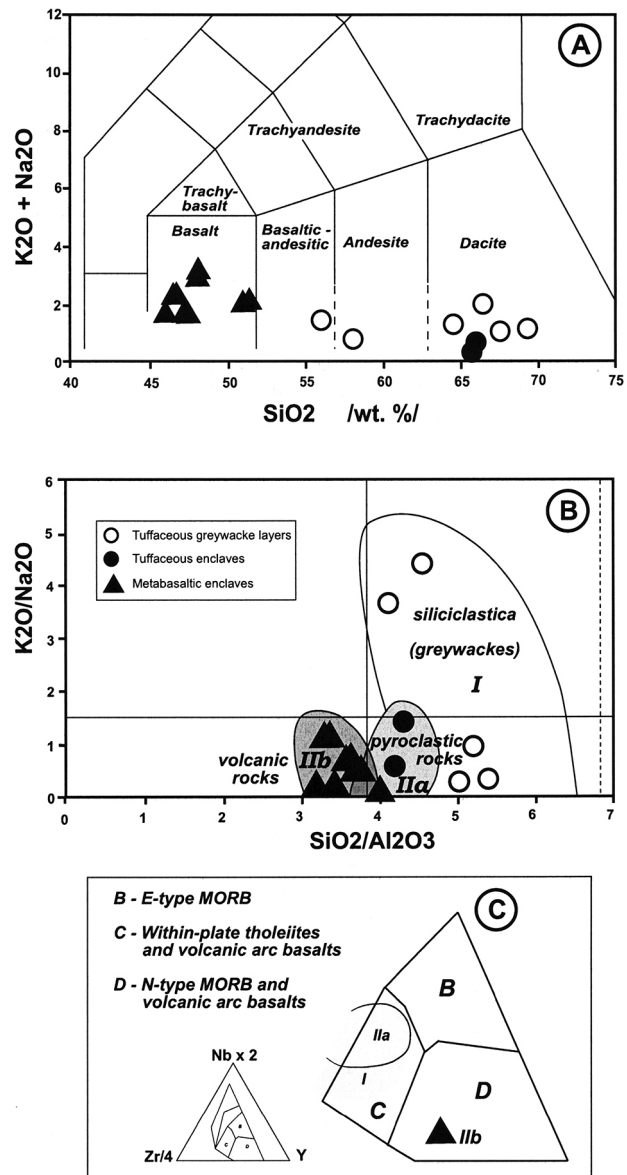


Abbildung 9. Geochemische Klassifikation – lithogenetische Einordnung und tektonische Position. Vergleich der vulkanogenen Einlagerungen in der Lausitz-Gruppe mit den mafischen Einschlüssen und Metabasitschollen in Zweiglimmergranodioriten der Lausitz. **A, B** Größere Streubreite in Gruppe I, die sowohl auf den Umlagerungscharakter in die turbiditischen Grauwacken hinweist, als auf die Nähe zu intermediär-mafischem Vulkanmaterial. **C** Einordnung der Metabasite als Normal-Mittelozeanischer-Rücken-Basalte (N-MORB). Daten aus: Löffler 1982; Nasdala und Pfeiffer 1991; Kemnitz 1998, 2007.

Figure 9. Geochemical classification plots defining character and tectonic position of both the volcanic derived layers within the Lusatian Group and the mafic enclaves in granodioritic rocks of the Lausitz area. **A, B** Distribution of group I showing its ambiguous nature of a reworked volcanic material mixed with sediment. **C** Metabasic rocks classified as Normal-Mid-ocean-Ridge Basalts (N-MORB). Data base: Löffler 1982; Nasdala und Pfeiffer 1991; Kemnitz 1998, 2007.

Weesenstein-Gruppe nachgewiesene Material nach Linnemann und Romer (2002) und Linnemann et al. (2007) den Charakter eines magmatischen Bogens am passiven Rand vor dem alten Gondwana-Kraton widerspiegelt.

3.2. Die cadomische syn- bis post-kollisionale Krustenmobilisierung

Die Zirkonaltersdaten aus Zweiglimmergranodioriten und Biotitgranodioriten (Tichomirowa 2002) überspannen den gesamten Zeitraum der aktiven Subduktion, nämlich von vor 590 bis vor 530 Ma (im Durchschnitt 570–543 Ma). Gefüge und gegenseitige Kontakte, die einen deutlichen Anteil mobiler Schmelzenbewegung belegen, unterstützen die Vorstellung langanhaltender, fließender Übergänge zwischen partiellen wie pervasiven, eng an den Subduktionsprozess gebundenen Schmelzvorgängen.

1. Fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranodiorite: Wesentliche Unterscheidungsmerkmale sind die Häufung an Enklaven von Metagrauwacken, ein ungleichkörniges, diatexitisches Gefüge und eine mit den Grauwacken fast identische geochemische Zusammensetzung, die die Assimilation des Dachgesteins nachvollziehbar macht. Schlierige, migmatitische und metatektische Gefüge treten im unmittelbaren Übergangs-, bzw. Kontaktbereich zu Grauwacken auf (Abb. 10A), sind jedoch untergeordnet. Es werden nur geringe vertikale Intrusionsbewegungen angenommen. Nach Krauss et al. (1992) ist jedoch subhorizontale Schmelzenmobilität beteiligt, die sich teils am Gefüge (Abb. 10C) sowie der Einregelung von Enklaven und Xenolithen zeigen soll. In älterer Literatur entspricht dieser Gesteinstyp dem Begriff „Anatexit“.
2. Muskovitführende Granodiorite bis Tonalite, deren teils magmatisches, mittelkörnig-porphyrisches und

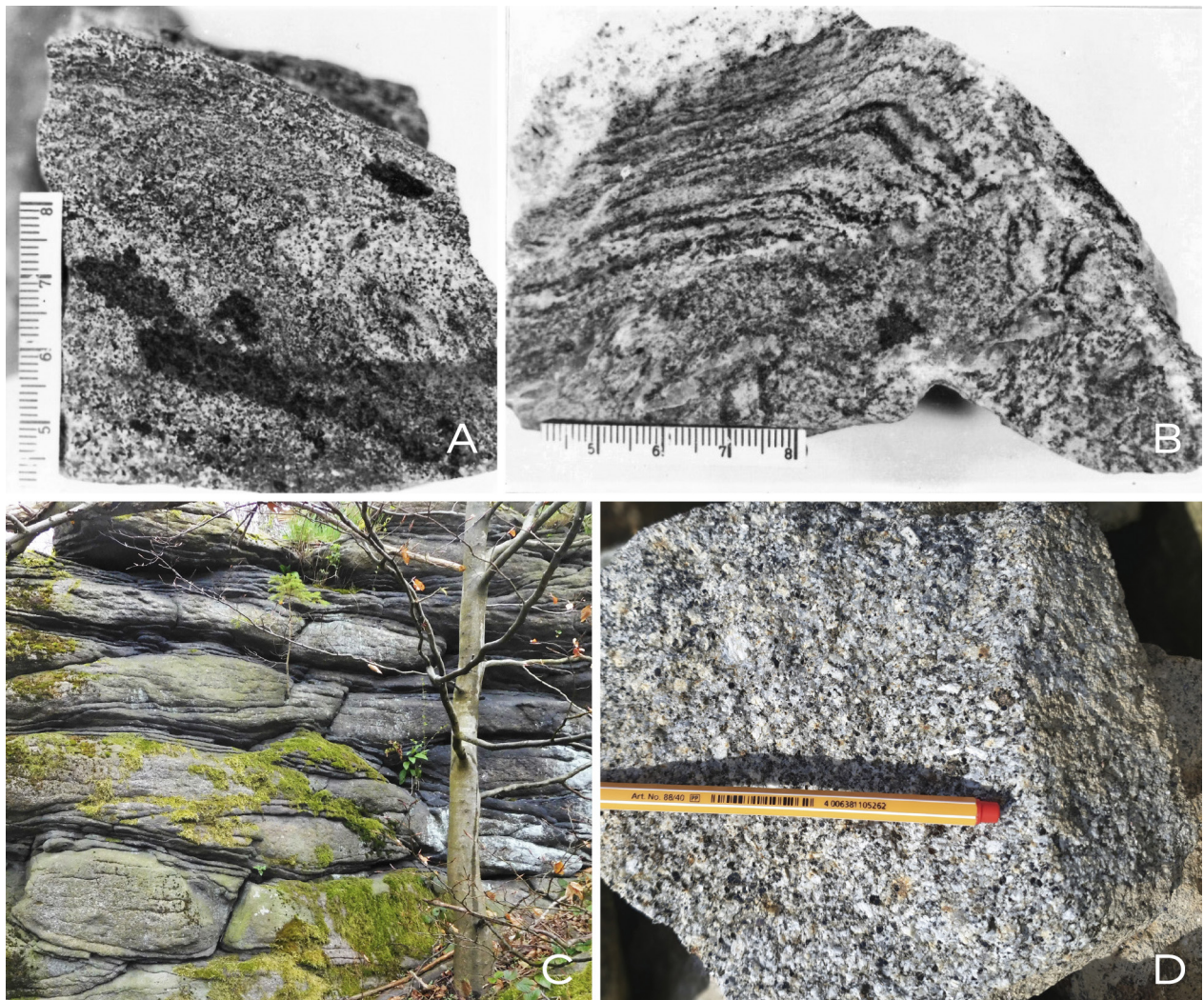


Abbildung 10. **A** Zweiglimmergranodiorit, schlierig-migmatisch gefälteles Gefüge. **B** Metatektische Hornfels-Enklave in muskovitführendem Granodiorit. **C** Zweiglimmergranodiorit, Klippen am Döhlener Berg/Czorneboh. **D** Mittel- bis grobkörniger, porphyrischer Biotitgranodiorit.

Figure 10. **A** Two-mica granodiorite with streaky-migmatic fabric. **B** Enclave of a metatectic hornfels fragment in muscovite-bearing granodiorite. **C** Two-mica granodiorite, group of rocks at Döhlener Berg/Czorneboh. **D** Medium- to coarse-grained, porphyric biotite granodiorite.

ebenfalls einschussreiches Gefüge auf kleinere Teiltrusionen geringer Weiten schließen lässt. Tendenzielle Änderungen im Chemismus in Richtung Biotitgranodiorit deuten auf Differenzierung und/oder Beteiligung mobilisierter Unterkruste hin. In der älteren Literatur findet sich häufig der Begriff „Übergangsgranodiorit“ (Abb. 10B).

3. Biotitgranodiorite mit gleichkörnigem, teils porphyrischem, mittel- bis grobkörnigem magmatischem Gefüge – vereinfachend auch „Granodiorit“ genannt (Abb. 10D). Die Biotitgranodiorite führen gleichfalls, in geringerem Maß, Enklaven sedimentärer Gesteine. Ihre von 1. und 2. abweichende geochemische und isotopengeochemische Zusammensetzung sowie ihre Sr- und ϵ Nd-Werte (Hammer 1996) lassen Anteile tieferkrustalen Materials annehmen. Aus der Verteilung der Nd- und Sr-Isotopen ließ sich zudem auch eine Beteiligung der cadomischen Beckensedimente (der Grauwacken) an der Schmelzenbildung nachweisen (Linnemann und Romer 2002).

3.3. Frühpaläozoischer Riftmagmatismus

Der Rumburker Granit am SE-Rand des Lausitz-Massivs nimmt mit seinem ordovizischen Alter in der Lausitz eine gesonderte Position ein: 493 ± 2 Ma (Zirkon, U-Pb; Oliver et al. 1993), 490 ± 3 und 494 ± 12 Ma sowie 486 ± 5 Ma (Zirkon, Pb-Pb-Evaporationsmethode; Hammer et al. 1997, 1999). Er ist Teil des kambrisch-ordovizischen bimodalen Magmatismus entlang einer intrakontinentalen Riftzone. Diese führte zur Öffnung eines neuen Ozeans (Rheischer Ozean; Nance und Murphy 1994) am cadomisch konsolidierten Gondwanarand und hin zur Entwicklung eines passiven Beckenrandes in der jungen variszischen Orogenentwicklung.

3.4. Variszische Magmatite

Granitoide. Bekannt und zum Teil datiert sind sowohl a) anstehende wie auch b) erbohrte granitoide Körper. Petrographisch/geochemisch unterscheiden sie sich von den cadomischen Granitoiden durch folgende Merkmale, die ihren I-Typ-Charakter unterstreichen. Das sind: eine monzogranitische Zusammensetzung mit mafischen Mineralphasen wie Titanit und Amphibol; mafische endogene Einschlüsse; Untere-Kruste- bis Mantelabstammung mit entsprechend homogenen Sr-Verhältnissen und ϵ Nd-Werten (Eidam et al. 1995). Allerdings muss nach Hammer (1996) auch bei der Gruppe der variszischen Magmatite aufgrund deutlich abweichender geochemischer Signaturen von unterschiedlichen Bildungsprozessen ausgegangen werden. Zu a) zählen die sogenannten Stockgranite von Königshain (315 ± 6 Ma, Hammer et al. 1999), Arnsdorf, Wiesa/Görlitz (314 Ma, Kröner et al. 1994; 304 ± 14 Ma, Hammer 1996) und Stolpen.

Ein Beispiel für b) ist Kleinschweidnitz (Eidam et al. 1995; 312 ± 10 Ma, Hammer et al. 1999). Sämtliche Altersdaten belegen eine variszisch-postkollisionale Platznahme.

3.5. Ganggesteine unterschiedlicher paläozoischer Alter

In allen größeren Aufschlüssen, insbesondere in Steinbrüchen, fällt eine Vielzahl an Ganggesteinen auf, die den granodioritischen Komplex durchschlagen oder lagergangartig durchdringen. Dabei handelt es sich geochemisch um die gesamte Bandbreite von sauer bis basisch.

Die basischen Ganggesteine der Lausitz werden nach Kramer (1988) in Spessartite, alkalische und gabbroide (Norite bis Diorite) Ganggesteine unterteilt. Beide Gruppen weisen Mantelherkunft auf. Für die gabbroiden Gesteine (etwa 400 Ma) lässt sich geochemisch/isotopengeochemisch der Einfluss des cadomischen, subduktionsbezogenen tholeiitischen Bogenmagmatismus feststellen, während die kalkalkalischen Spessartite (etwa 330 Ma) neben krustalen Komponenten Merkmale eines variszisch aktivierten, geochemisch veränderten Mantelmaterials besitzen (Abdelfalid et al. 2013). Gabbros und Diorite treten überwiegend im mittleren und westlichen Teil der Lausitz auf, die Spessartite konzentrieren sich auf die NE–SW streichenden Gänge der östlichen Lausitz. Die rhyolitischen, rhyodazitischen und dazitischen Gänge werden zum variszischen oberkarbonen Intrusivkomplex gezählt.

3.6. Känozoischer Vulkanismus

Die treibenden tektonischen Kräfte hinter der Entstehung eines zweiten riesigen Vulkanfeldes in NW-Mitteleuropa (nach dem permischen) ist in der Forcierung der Atlantiköffnung und der Aktivierung, bzw. Haupthebungsphase der alpidischen Orogenese ab der mittleren Oberkreide bis Eozän zu suchen. In Verlängerung des Teilgebietes Eger-Rift bildet das Lausitzer Vulkanitfeld eine bedeutende Provinz dieses Känozoischen Mitteleuropäischen Intraplattenvulkangürtels ab. Eine erste oberkretazisch-eozäne, ultramafische Ausbruchphase sowie die spätmiozäne, stark alkalibetonte Phase (nach Pfeiffer und Suhr 2008) haben ihre Verbreitung hauptsächlich in den Gebieten südöstlich unseres Betrachtungsraums (Sächsische Schweiz, Zittauer Gebirge).

Innerhalb wie randlich des Lausitz-Massivs ist es die Phase des bimodalen Vulkanismus, die dort heute noch die Morphologie mitbestimmt. Der bimodale Charakter mit Alkalibasalten einerseits, Phonolithen und Trachyten andererseits wird mit unterschiedlichen Differentiationsvorgängen einer ursprünglichen Mantelschmelze während des Aufstiegs durch die Kruste erklärt. Zeitlich zog sich die Phase dieses teils explosiven intrakontinentalen Riftvulkanismus über annähernd 20 Mio. Jahre hin, zwischen 43–16 Ma (nach Pfeiffer und Suhr 2008), oder

35–27 Ma (Ar/Ar) sowie 32–29 Ma (K/Ar; nach Tietz und Büchner 2015).

Interessant ist in diesem Zusammenhang auch der Nachweis von Maaren, die die Explosivität dieses Vulkanismus unterstreichen (Suhr und Goth 1999). Im Gegensatz zu den auffallenden Kegelbauten befinden sich die Maare unter tertiärer Bedeckung und sind daher nicht offensichtlich. Der Vulkanismus z. B. in dem kleineren

Vulkankomplex bei Baruth nördlich Weißenberg war zwischen 32–27 Ma aktiv (Tietz und Büchner 2015), was mittels Pollendatierungen ins unterste Oberoligozän durch Goth sehr gut gestützt wird. Markante Vertreter dieser Phase sind die Landeskrone (Ar/Ar, ca. 32 Ma, Büchner et al. 2015), der Kottmar (Rb/Sr, ca. 40 Ma Kristallisationsalter; in Pfeiffer und Suhr 2008) und der zweigipflige Löbauer Berg.

4. Merkmale der cadomischen Deformation und Metamorphose

4.1. Faltenbau und Schieferungsentwicklung

Der schwach nordvergente Faltenbau kann in den zahlreichen Grauwackensteinbrüchen – hauptsächlich um Kamenz und im Raum Großenhain – gut untersucht werden. Kompetenzbedingte syndeformative Verschuppungen mit Ausbildung von Spitzfalten 2. und 3. Ordnung sind das augenfällig häufigste Merkmal. In beiden Aufschlussgebieten sowie größtenteils auch im Görlitzer Raum ist generell ENE–WSW-Tendenz der Faltenachsen bei flachen Einfallswinkeln nachzuweisen.

Lokal auftretende Abweichungen sind fast immer auf vorhandene Versätze und Scherzonen im Zusammenhang mit jüngeren tektonischen Bewegungen zurückzuführen. Andere Ursachen sind in der Platznahme granodioritischer Intrusionskörper zu suchen, im kontaktnahen Bereich wie z. B. im südlicheren Abschnitt des Kamenzer Grauwackenverbreitungsgebiets und im Gröditz-Weißenberger Raum.

Die Schichtflächen (SS), primär bereits als Flächen mit potentiell Kohäsionsverlust angelegt, übernehmen gleichzeitig die Funktion als Klufflächen (ab-Flächen). In Aufschlüssen mit homogeneren, auch stärker kontaktmetamorph überprägten Schichtpaketen spielen vor allem die Quer-(ac-), Längs-(h01-)Klüfte sowie Diagonalklüfte (hk0) die Rolle dominierender Trennflächen. Besonders in mächtigeren, gering korngroßendifferenzierten sandigen Bankpaketen verführt die ausgeprägte Klüftung zur Verwechslung mit S1 oder SS. Bei Schwab (1962) findet sich die durchaus zutreffende Bezeichnung „schieferungsartige Klüfte“.

Während des cadomischen Faltungsprozesses sind in den Grauwacken im Großenhain-Kamenzer Raum maximal anchimetamorphe Bedingungen erreicht worden, die durch Serizitneubildung und beginnende Quarzmobilisierung in der Matrix sowie der Ränder von Quarzklasten charakterisiert sind. Entsprechend schwierig ist der Nachweis echter penetrativer Schieferungsfläche (s1), die nur in den pelitischen Intervallen durch einzelne

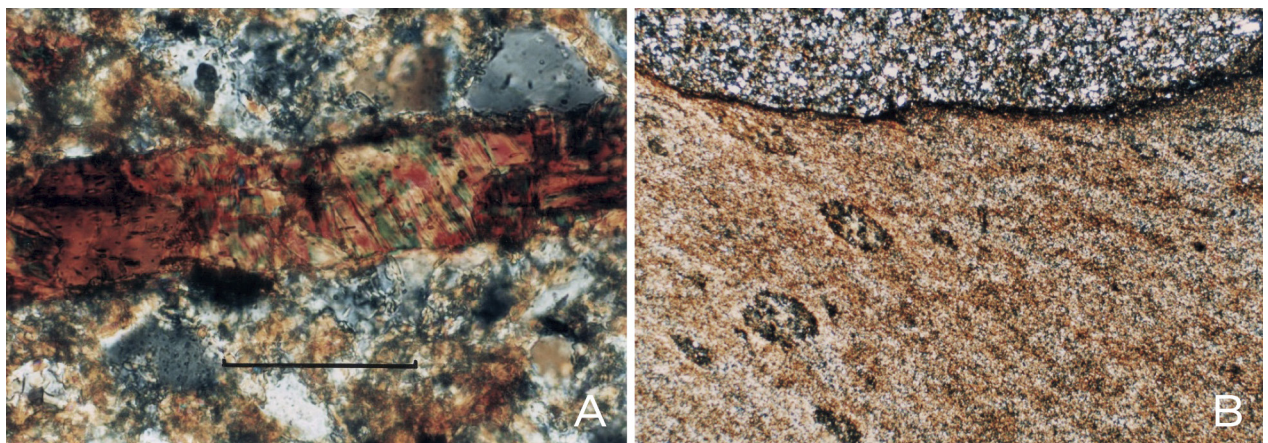


Abbildung 11. **A** Detritischer Biotit in kontaktmetamorpher Grauwacke, teil-rekristallisiert und Neubildung kleinster Biotitschüppchen zwischen der detritischen Quarz- und Feldspatmatrix als Anzeichen kontaktmetamorpher Überprägung. Hangaufschluss bei Pkt. 249.5, Kunnersdorf-Liebstein, bei Görlitz. Maßstab 100 µm (x Nicols). **B** Wechsel zwischen feinschluffiger und toniger Lage in kontaktmetamorpher Grauwacke. Die Kontaktknötchen (Chlorit-Opak-Substanz, zwischen 70–150 µm) sind nachträglich gelängt und eingeregelt wie auch die sie umfließenden neugebildeten Glimmer. Südhang Brandhübel, südlich Kamenz.

Figure 11. **A** Detrital biotites in contact-metamorphic greywacke with first internal recrystallisation and newly formed small biotite flakes in a detrital quartz and feldspar matrix defining a medium stage of contact-metamorphic overprint. Slope cut at Pt. 249.5, Kunnersdorf-Liebstein, near Görlitz. Scale 100 µm (x Nicols). **B** Layer of alternating silt and mudstone in contact-metamorphic greywacke. Contact-metamorphic porphyroblasts defined by chlorite and opaque material (width c. 70–150 µm) show post-growth alignment. Newly grown mica is deflected around them. Southern slope of the Brandhübel, south of Kamenz.

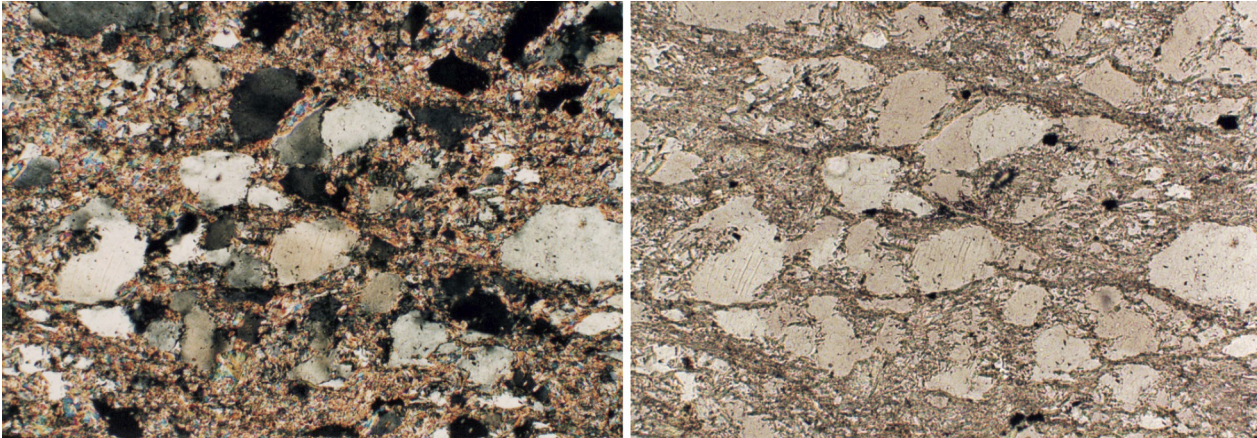


Abbildung 12. Entwicklung eines S-C-Gefüges in siltig-feinsandiger Grauwacke. Die Foliation wird durch Biotit-Strähnen nachgezeichnet. Die teil-eingeregeltten Quarzklasten von etwa 140–350 µm zeigen undulose Auslöschung (rechts, unter x Nicols). Auflassiger Steinbruch bei Włosien/VR Polen, Raum Görlitz/Zgorzelec.

Figure 12. Weakly developed S-C fabric in silt to fine-sand greywacke with biotite tracking the foliation. Partially aligned quartz clasts (width of ca 140–350 µm) showing undulose extinction (right, x Nicols). Abandoned quarry near Włosien/VR Polen, area of Görlitz-Zgorzelec.

eingeregelt Serizitblasten andeutungsweise entwickelt ist. In den psammitischen Intervallen tritt S1 als drucklösungskontrollierte Bruchschieferung auf (disjunctive cleavage). Im Anstehenden zeigt sich das häufig in Form von Schieferungsbrechen. Gleichzeitig sind nahezu alle Aufschlussgebiete bereits kontaktmetamorph beeinflusst, was sowohl die Trennung beider Prozesse erschwert, als auch eine genauere Diagnose des ursprünglichen Überprägungsgrades (z. B. des Illit-Kristallinitätsindex) behindert.

Erste kontaktmetamorphe Veränderungen sind an neugebildeten, unregelmäßig in der Matrix verteilten Biotitblasten (Abb. 8) zu erkennen. Im weiteren Stadium sammeln sie sich zu Biotitaggregaten (Abb. 11A). Im engeren Kontaktbereich zum Biotitgranodiorit, d. h., bei einem oberflächigen Abstand von wenigen hundert Metern (der vertikale Abstand kann geringer sein) tritt regellose Knötchenbildung auf. Dabei ist Cordierit (mit typischen Durchkreuzungsdrillingen) jedoch selten nachweisbar. Überwiegend sind selbst im engen Kontaktbereich nur noch serizitreiche, pinitisierte Pseudomorphosen mit Anreicherung von Opaksubstanz (im Görlitzer Raum auch Chlorit, Abb. 11B) festzustellen. Die thermische Überprägung der Grauwacken, d. h., die Kontaktmetamorphose

an Intrusivkörpern und der Prozess der Metatektbildung bis Assimilation in den „Zweiglimmergranodioritbrei“ im tiefen Dachbereich (in relativ hohem Krustenniveau) folgten zeitlich dem Faltungsprozess. Aus Zirkon-Altersdaten lässt sich dafür eine Zeitraum zwischen etwa 540–530 Ma ableiten (Tichomirowa 2002).

Im östlichsten Teil der Lausitz tritt eine Schieferung S2 auf („S3“ in Kemnitz und Budzinski 1991, 1994), die in den Grauwacken bei Görlitz durch Blastese von Chloriten in Verbindung mit der Bildung von S-C-Gefügen charakterisiert ist (Abb. 12). Nach Osten, ins polnische, westsudetische Verbreitungsgebiet der Grauwacken, nimmt sie an Intensität zu, was auf eine jüngere überregionale, niedriggradige Deformationsphase hinweist. Aufgrund der makroskopisch auffallenden kataklastischen bis blastokataklastischen Gefüge in den benachbarten Granodioriten ging man seit längerem von einer jüngeren Überprägung aus. Mazur und Kryza (1996) und Oberc-Dziedzic et al. (2015) nehmen einen Zusammenhang mit variszischen Scherzonenaktivitäten krustaler Ordnung in den Zentralsudeten und an deren Grenzen an. Offen bleibt auch ein möglicher Zusammenhang mit der ebenfalls niedriggradigen Scherdeformation weiter westlich in der Oberlausitz.

5. Die Hebungsgeschichte des Lausitzer Massivs – ein echter Aufsteiger

Mit mehr als 5000 km² bilden die neoproterozoischen Gesteine der Oberlausitz den größten zusammenhängenden Aufschluss des cadomischen Untergrunds im Saxothuringikums. Die Gesamtmächtigkeit der Lausitz-Gruppe wird, gestützt auf Bohrungen der 1950er Jahre, auf 2–3 km geschätzt. Im Gegensatz zu den weitgehend verdeckten cadomischen Anteilen Nordwestsachsens

(Leipzig-Gruppe) und Thüringens (Katzhütte-Gruppe) wurde das Lausitz-Massiv in mehrfachen Hebungsetappen tiefgründig freigelegt. Von zwischenzeitlicher paläozoischer und mesozoischer Sedimentbedeckung zeugen nur noch wenige randlich gelegene Aufschlüsse.

Die erste Hebungsphase muss schon im Endstadium der cadomischen Gebirgsbildung und mit hohen He-

bungsraten stattgefunden haben, da ordovizische Sandsteine bereits diskordant auf kontaktmetamorphem neoproterozoischen Grauwacken lagern (Linnemann und Buschmann 1995).

Die nächste Hebungsphase und Erosion paläozoischer Decksedimente fällt in die Zeit der variszischen Orogenese (Linnemann und Schauer 1999). Seit dem Oberen Visé (unteres bis mittleres Karbon) sind auch tektonische Aktivitäten entlang der Elbezone nachgewiesen (Rauche 1991). Spätestens seit der Oberkreide kontrollierten Bewegungen am Eger-Graben-System die Landschaftsentwicklung zusätzlich (Voigt 2009). Mittels der Apatit-Spaltspurenanalyse (fission track) wurde eine Mindestabtragung von 3 km seit der Oberkreide bis ins

frühe Eozän ermittelt. Ventura et al. (2009) nehmen eine weitere Freilegung von mindestens 1 km Mächtigkeit seit dem späten Paläogen an. Tietz und Büchner (2015) leiten anhand von Vulkanbauten der Spätkreide- bis Paläogen-Ära differenzierte, lokale Blockbewegungen mit Versätzen im Dekameterbereich ab. Diese sollen in einer bis dahin weitgehend eingeebneten Landschaft stattgefunden haben. Letztere Autoren vertreten außerdem ein noch zusätzliches „Hebungsereignis“ zwischen Elster- und Saale-Kaltzeit vor 320 ka (zur Holstein-Warmzeit). Der isostatische Ausgleich nach der Schmelze einer 200–300 m mächtigen Eisdecke könnte demnach bis zu 300 mm/ka betragen haben.

6. Ein Blick über die Elbe

Teile der osterzgebirgischen Gneise stellen zeitliche und lithologische Äquivalente der cadomischen Entwicklung in der Lausitz dar. Die Edukte der osterzgebirgischen Zweiglimmergneise (Orthogneise) sowie sie begleitender feinkörniger bis dichter Biotitgneise (Paragneise) waren ihrer geochemischen Signatur nach cadomische kalkalkaline Granodiorite, bzw. Grauwacken (Kröner et al. 1995; Tichomirowa et al. 2001; Tichomirowa et al. 2012). Sowohl in den osterzgebirgischen Gneisen, als auch in Gneisen des westlichen Erzgebirges liegt der Schwerpunkt von Altersdaten bei etwa 583–530 Ma, bzw. etwa 575–550 Ma. Das entspricht der Zeitspanne des aktiven cadomischen Subduktionsprozesses. Das Intrusionsalter der Zweiglimmer-(Ortho-)gneise wird auf 550–540 Ma datiert. Peaks ererbter Alter zeigen sich außerdem bei den

für die Herkunft von West-Gondwana typischen Gruppierungen um etwa 3,2 und 1,8 Mrd. Jahren (Tichomirowa et al. 2012). Mit den mafischen Einschlüssen, die speziell in den dichten Biotitgneisen des Osterzgebirges neben Amphibolitkörpern in Zweiglimmergneisen auftreten (Kernitz 1988), scheint eine weitere lithologische Ähnlichkeit vorzuliegen. Ihre mineralogische Zusammensetzung legt eine vergleichbare Entstehung nahe: Amphibol und Zoisit neben Biotit, Quarzvormacht gegenüber Feldspäten. Anders als in der Lausitz aber sind die osterzgebirgischen Zweiglimmer- und Biotitgneise Bestandteil einer variszischen Mitteldruck-Mitteltemperatur-Einheit (MP-MT-Einheit; Rötzler und Plessen 2010), Teil des variszischen Deckenstapels also, und damit vermutlich weitgehend nicht mehr autochthon.

7. Exkursionsteil

Tag 1

Die Grauwacken der Lausitz-Gruppe, Kontaktausbildung. Kamenzer Raum

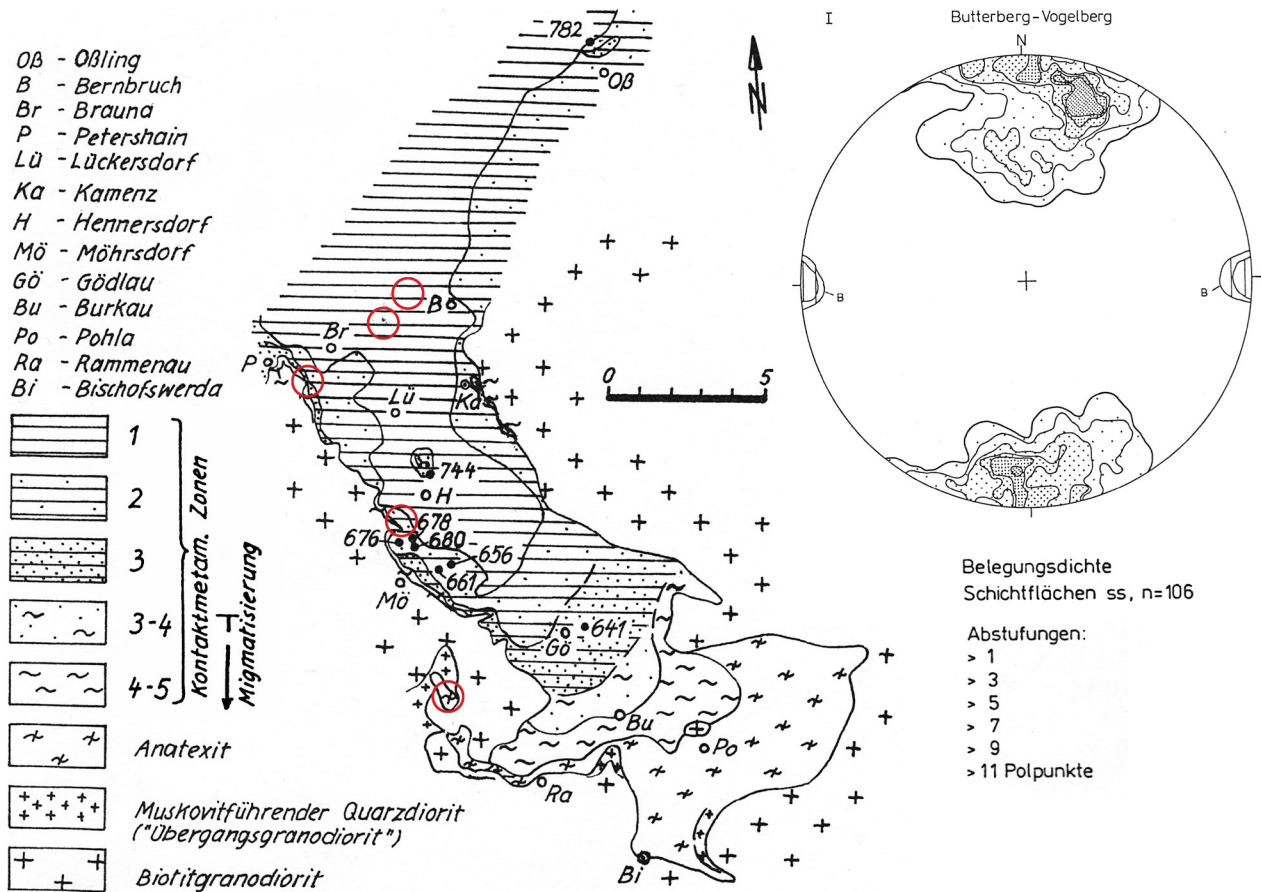


Abbildung 13. Vereinfachte Karte der Grauwackenverbreitung und ihrer Kontaktsituation im Kamenzer Raum. Rote Kreise markieren die Exkursionspunkte. Rechts oben: Poldarstellung (untere Halbkugelprojektion) der Schichtflächen und flach E–W-streichende Faltenachsen bei tendenzieller N-Vergenz der Schichtflächen in den Steinbrüchen Vogelberg (Stop 1a) und Butterberg (Bernbruch, Stop 1b). Nummern entsprechen Proben mit Mikroflora. Modifiziert aus: Kemnitz und Budzinski 1994.

Figure 13. Simplified map showing the distribution of greywackes including contact-metamorphic zonation in the area of Kamenz. Red circles marking excursion stops. Inserted: Polar projection of the lower hemisphere showing the north-trending dipping orientation of bedding planes and an E–W orientation of flat-striking fold axes from quarries Vogelberg (Stop 1a) and Butterberg (Bernbruch, Stop 1b). Numbers represent fossiliferous samples. Modified after: Kemnitz and Budzinski 1994.

Das im Obling-Steinbruch erstellte Profil mit Ausbildung der turbiditischen Faziesintervalle Ta-Te ist nicht ausnahmslos auf alle übrigen Aufschlüsse zu übertragen. In vielen Kleinaufschlüssen überwiegen die sandigen Intervalle mit (Ta) Tb-Td. Großaufschlüsse durch Steinbrüche bieten natürlich die beste Voraussetzung, das gesamte Spektrum spezifischer Merkmale kennenzulernen:

- Faltenstrukturen verschiedener Ordnungen. Schichtungs-/Schieferungsflächen (Abb. 14A);

- Intraklastenführende Grauwacken: sie markieren das Einsetzen eines neuen turbiditischen Ereignisses und treten als Aufarbeitungsbereich an der Basis des ersten gröbersandigen Intervalls (Ta) auf; führen Material des vorherigen, pelitischen Abschlussintervalls Te. (Abb. 14B);
- Schichtflächenmarken wie Belastungs- und Erosionsmarken, seltener Rutschungsstrukturen und Schrägschichtung: hauptsächlich Intervall Tc, im Wechsel

von feinsandigen Grauwacken mit Silt- und Tonlaminaen (Abb. 14C);

· Lithotyp „tuffitische Grauwacke“: vulkanogener Eintrag in quarzreicher Grauwackenmatrix (Abb. 14D); nicht spezifisch intervallgebunden, am häufigsten in Form geringmächtiger (1–15 cm), flachlinsiger Kör-

per in den sandigen Intervallen Tb und Tc eingeschaltet. Mineralbestand: etwa 40 % Quarz, 20–60 % Klinozoisit, Plagioklas 0–50 %, 0–10 % neugebildeter Kalifeldspat (Mikrorisse, Klüfte), selten Hellglimmer/Biotit, Calcit selten. Sie sind petrographisch als Quarz-Klinozoisit-Felse zu beschreiben.

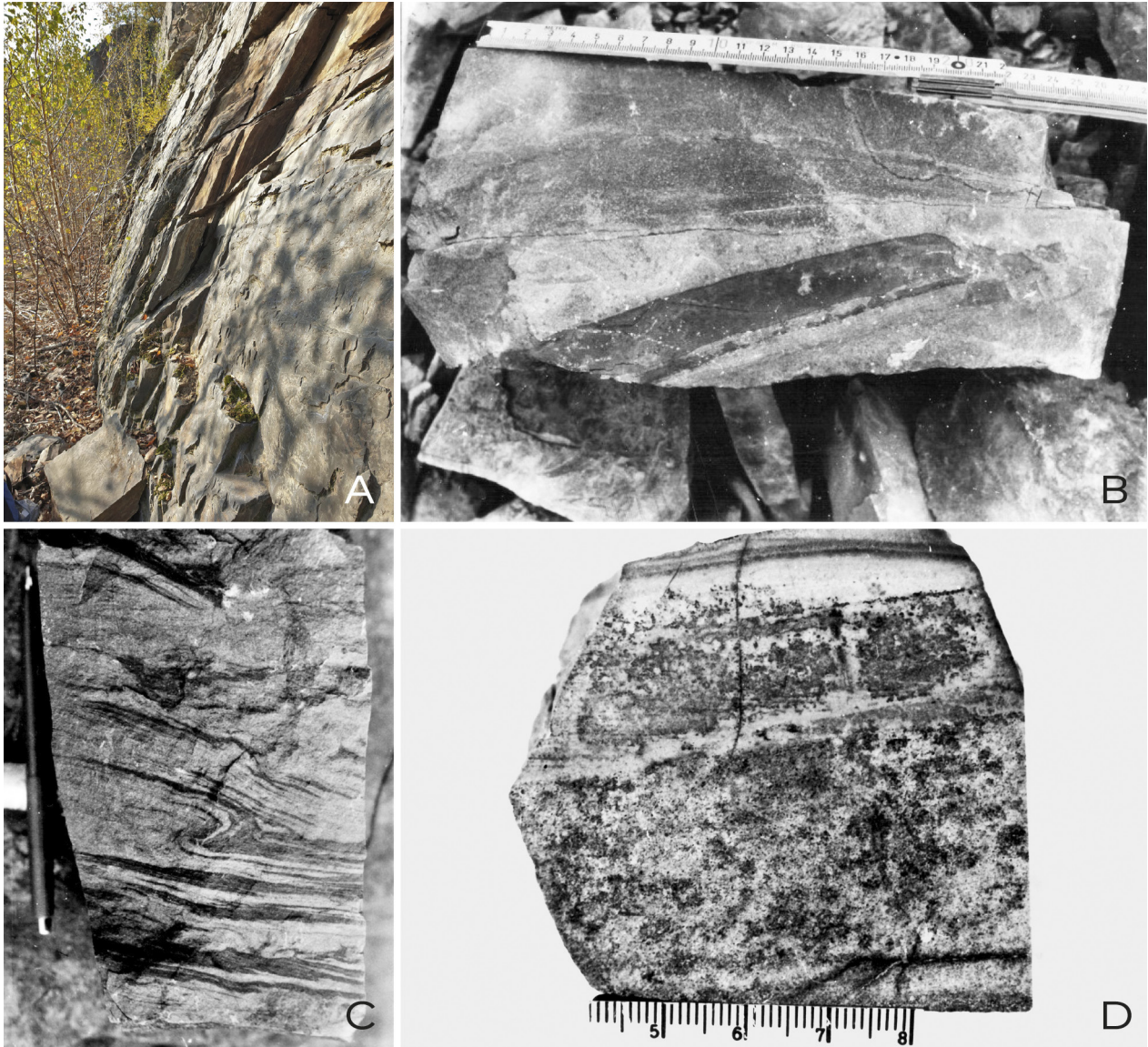


Abbildung 14. **A** Schieferungsbrechen an feinsandigen Intervallen, Blick senkrecht zur Schichtfläche. Auflässiger Steinbruch bei Großthiemig, An den Horststücken/Raum Großenhain. **B** Sandige Basislage mit Intraklasten. **C** Konvolute Schichtung, Tc-Intervall. **B, C** Steinbruch Oßling. **D** Quarz-Klinozoisit-Fels, max. 3 cm mächtige helle Lage mit dunklem Saum. Südosthang Heiliger Berg bei Hennersdorf.

Figure 14. **A** Dislocation of cleavage planes caused by compositional change between mudstone to fine sand greywacke, view orthogonal to the bedding planes. Abandoned quarry near Großthiemig, An den Horststücken, area of Großenhain. **B** Sand-sized interval Ta bearing intraclasts. **C** Convolute bedding, interval Tc. **B, C** Quarry Oßling. **D** Bright-coloured quartz-clinozoisite fels framed by a dark layer of 3 cm in maximum thickness. Southeastern slope of Heiligen Berg near Hennersdorf.

Stop 1a

Auflässiger Steinbruch Vogelberg; 51,28108 N, 14,0709 E, etwa 200 m NN. Parkplatz: Gegenüber Steinbruchszugang an der Königsbrücker Straße, am Holzhandel.



Abbildung 15. Auflässiger Steinbruch Vogelberg mit stark quergeklüfteten, dm- bis m-mächtigen feinsandigen Grauwackenbänken und teils ausgeilenden, abgescherten dünnbankigen Pelit-Intervallen.

Figure 15. Abandoned quarry Vogelberg showing strongly developed joint fabrics in fine sand greywacke layers of decimetre to metre thicknesses. Thin-layered pelitic intervals often appear thinned-out or dislocated.

Alle obertägig aufgeschlossenen Grauwacken weisen eine kontaktmetamorphe Überprägung auf, die wie am Vogelberg häufig erst mikroskopisch durch erste xenomorphe Biotitblasten in der Matrix erkennbar wird.

Der lithologische Wechsel ist im Aufschluss gut zu verfolgen, dickbankige fein- bis mittelsandige Grauwacken überwiegen. Sohlmarken sind weniger gut erkennbar. Zahlreiche kompetenzbedingte Versätze und Abscherungen fallen auf, wie neben starker Klüftung auch jüngere Bewegungsflächen mit Harnischbildung. Weiter fällt ein schwach N-vergenter Faltenbau auf. Schieferungsflächen in pelitischen Bänken fallen vorwiegend steil nach NNE ein.

Nasdala (Nasdala und Pfeiffer 1991) beschrieb hier eine linsige Einschaltung, die ihrer chemischen Zusammensetzung nach sehr gut dem Typ „vulkanogene Grauwacke“ entsprechen könnte.

Stop 2

Schwosdorfer Klippen, am Kreuz; 51,2711 N, 14,0308 E, etwa 230 m NN. Parken: Ortseingang Schwosdorf am Denkmal.

Innerhalb dieses Bereichs weicht das Schichtflächeneinfallen häufiger von der N–S-Richtung ab (Abb. 16). Diese Abweichung und die im Raum Brauna–Hofeberg–Wüsteberg–Kälberberg–Brandhübel auftretenden tektonischen „Verschuppungen“ sind von Schwab (1962) als Rotation der Schichtflächen entlang einer NNW–SSE-streichenden Störungszone beschrieben worden. In ursächlichem Zusammenhang könnte der kontaktnahe Granodiorit stehen. Brekzierung, quarzverheilte Weitungsklüfte sowie aplitische und pegmatitische Apophysen unklarer Altersstellung treten verstärkt auf, auch in Verbindung mit dispers verteilter Erzmineralisation (im näheren Umfeld speziell im Haldenmaterial des ehemaligen Stollens am Wüsteberg).

Verglichen mit Bernbruch und Vogelberg liegt eine höhere Stufe der Kontaktmetamorphose vor (Abb. 17). In

grobsandigen-feinkonglomeratischen Grauwacken (am nördlich gelegenen Spitzberg bei Petershain) ist trotzdem noch eine gute Diagnose der Detrituskomponenten möglich (Abb. 18A–F).

Die betont feinsandig bis siltig-pelitischen Grauwackenbänke am Schwosdorfer Wasser unterhalb des Kreuzes weisen mikroskopisch folgende Merkmale auf:

- deutliche Rekristallisation der Quarzmatrix, verbunden mit spürbar erhöhter Festigkeit des Gesteins;
- Biotitneubildung zu Aggregaten, die am frischen Bruch einen rötlich-violetten Farbeindruck erzeugt;
- Bildung von Knötchen in pelitischen Lagen, meist aus nicht mehr diagnostizierbaren poikilitischen, serizitreichen Körnern bestehend.

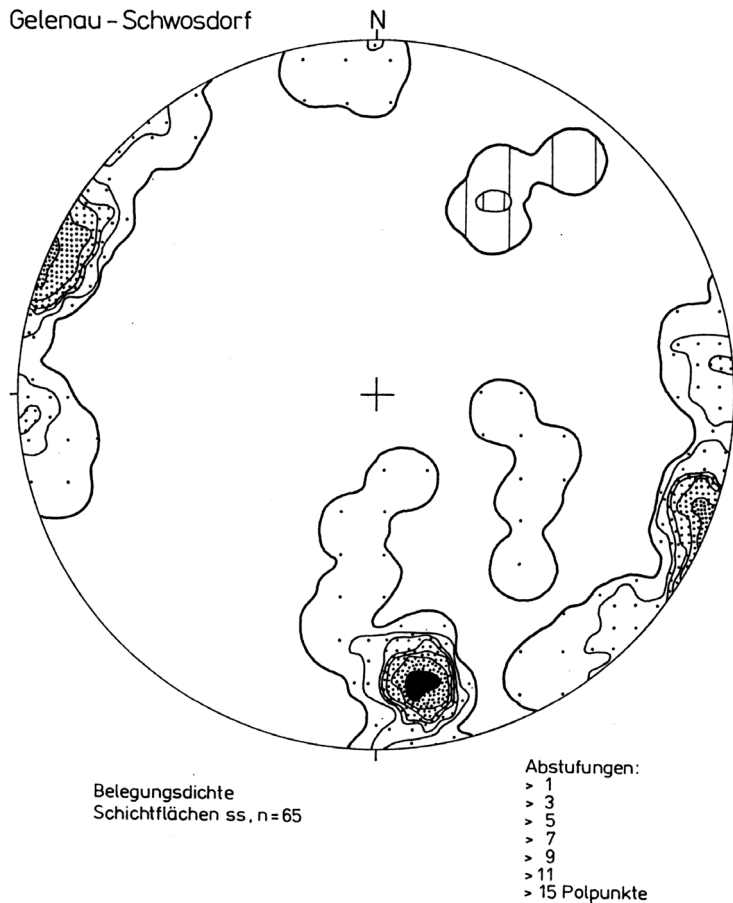


Abbildung 16. Schichtflächen (Punktraster) und Einfallen der Faltenachsen (Längsschraffur), Polardarstellung in Halbkugelprojektion, Gebiet Schwosdorf-Gelenau. Am Spitzberg, bei Schwosdorf und im Wüsteberg-Gebiet überwiegt NW-SE-Einfallen, abweichend vom sonst steil bis mittelsteilen Südeinfallen der Schichtflächen. Modifiziert aus: Kemnitz und Budzinski 1994.

Figure 16. Fabric orientation of bedding planes (dots) and dipping of fold axes (hatched) drawn in polar projection of the lower hemisphere, area of Schwosdorf-Gelenau. In outcrops of the area Spitzberg, Schwosdorf, and Wüsteberg, NW-SE dipping of bedding planes is predominant differing from the normal N-S orientation. Modified after: Kemnitz and Budzinski 1994.

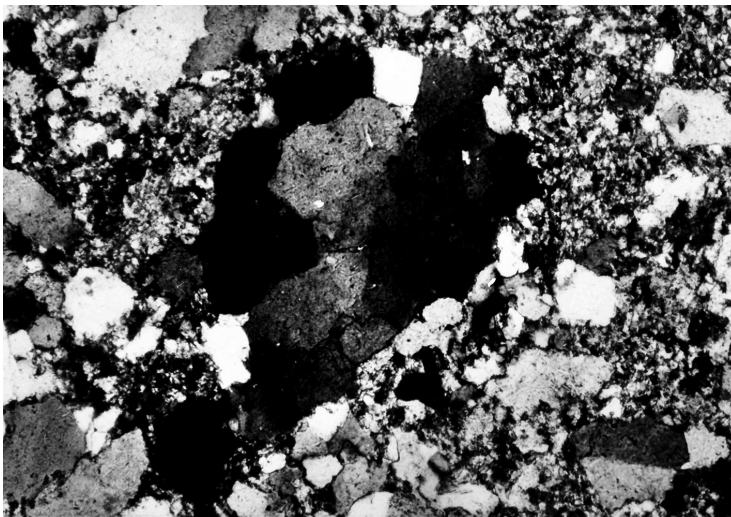


Abbildung 17. Randliche Subkornbildung um ein primär monokristallines Quarzkorn (Mitte), Durchmesser 0,8 mm, deutliche Rekristallisation der Matrix. Höhergradig kontaktmetamorphe, primär mittelsandige Grauwacke, Klippen am Schwosdorfer Wasser. Aus: Kemnitz und Budzinski 1994.

Figure 17. Subgrain formation surrounding a former monocrystalline quartz grain of 0.8 mm in width (centre). Matrix quartz showing strong recrystallisation. Medium-grained greywacke with stronger contactmetamorphic overprint, slope outcrop at the Schwosdorfer Wasser. After: Kemnitz and Budzinski 1994.

Stop 3

Kälberberg, zwischen Gersdorf und Boderitz; 51,2259 N, 14,1059 E, etwa 370 m NN. Parken: Waldwegausfahrt, Straße nach Boderitz, 51,2280 N, 14,0970 E, etwa 150 m NN.

Die am Kälberberg anstehenden Abfolgen sind überwiegend siltig-tonig ausgebildet, fallen deshalb bei vergleichbar gebliebener kontaktmetamorpher Beanspruchung besonders durch Knötchenbildung auf: Knoten zwischen 0,3 bis 0,9 mm Durchmesser, meist aus einschlusreichen Hellglimmerblasten mit opaken Säumen bestehend.

FrISCHE, xenomorphe Cordieritblasten mit Durchkreuzungsdrillingen sind selten anzutreffen (Südhang Brandhübel, etwa 3 km südwestlich des Kälberbergs). Wie am Wüsteberg, treten hier im Bereich eines kleinen Schurfs pegmatoide Apophysen auf.

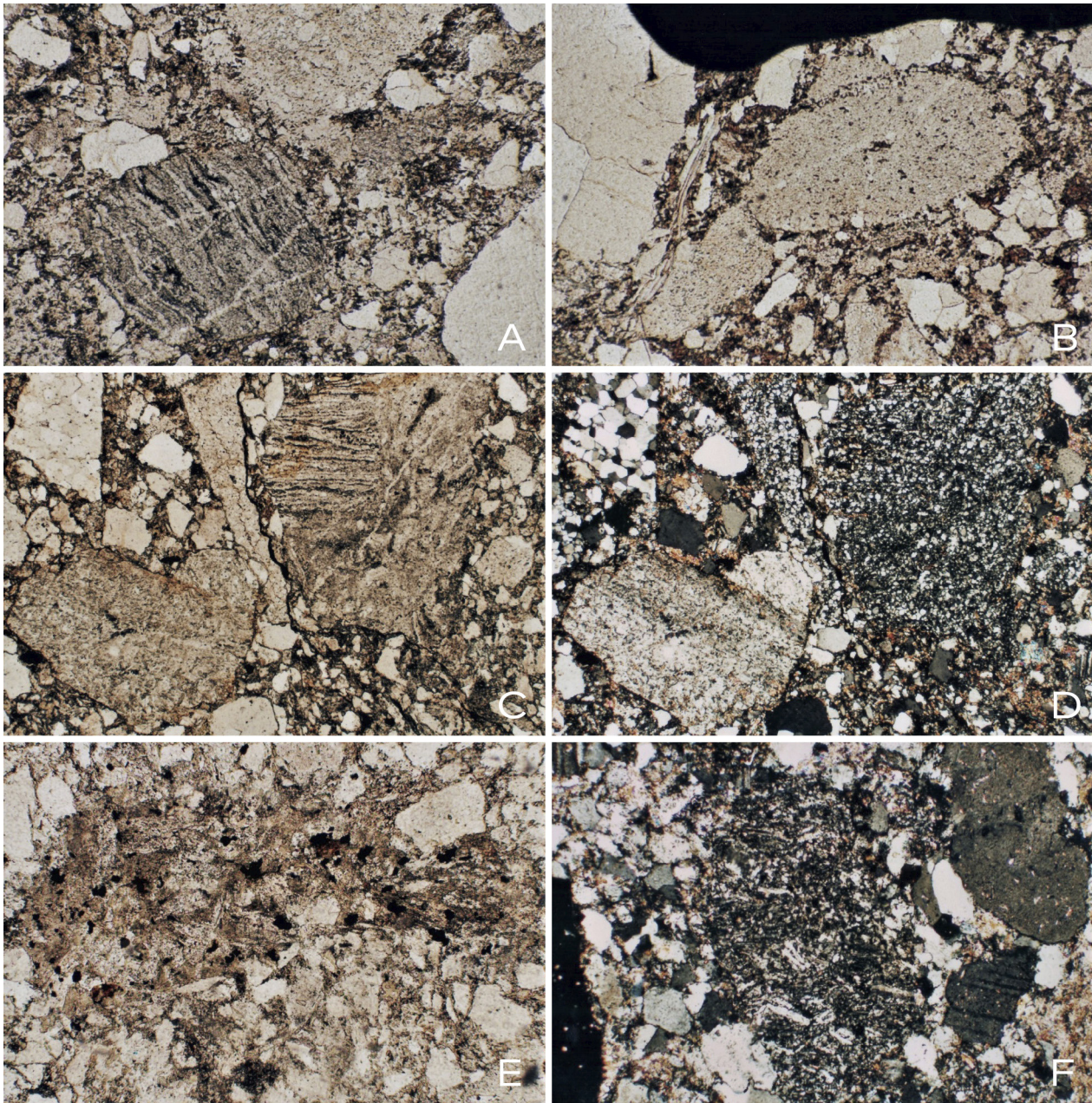


Abbildung 18. **A** Mitte unten gerundeter Lyditklast (C-Chert), intern feingeschichtet, etwa 1,2 mm. Darüber: gerundeter Silt-Feinsandstein. Rechts unten: monokristalliner Quarz (QM). **B** Mitte, gut gerundetes kryptokristallin rekristallisiertes vulkanisches Glas, etwa 1,5 mm. Linker Rand zerbrochenes, gut kantengerundetes QM-Korn, dazwischen: detritischer Hellglimmer, etwa 1,2 mm Länge. **A, B** Brandhübel bei Möhrsdorf, südwestlich Kälberberg. **C** unten links idiomorpher, schwach kantengerundeter Plagioklas, ca. 1,3 mm. Mitte rechts kantengerundeter, brekzierter Lyditklast, etwa 1,5 mm. Links oben eckiger Quarzitklast. **D** wie C x Nicols. **E** randlich stark angelöster, biotitisierter Basitklast, relictische Amphibole, opakreich, etwa 1,5 mm. **F** Gerundeter Vulkanitklast mit relictischen Feldspatporphyroklasten, etwa 130 μm , x Nicols (Mitte). Rechts unten angerundeter Plagioklas. Rechts oben gut gerundeter Metapelit. **C–F** Nordhang Spitzberg bei Petershain.

Figure 18. **A** rounded chert fragment showing internal layering, width c. 1.2 mm (lower centre). Above rounded fragment of a silt fine sandstone. Monocrystalline quartz grain (QM, lower right). **B** Well rounded volcanic glass fragment in a kryptocrystalline recrystallisation stage (centre), c. 1.5 mm in diameter. Broken, subangular QM fragment, in between a detrital white mica of c. 1.2 mm in length (left). **A, B** Brandhübel near Möhrsdorf, southwest of Kälberberg. **C** Idiomorphic subangular to angular plagioclase of c. 1.3 mm (lower left). Brecciated subangular chert fragment of c. 1.5 mm in width (centre). Angular quartzitic fragment (left above). **D** as in C, x Nicols. **E** Mafic volcanic fragment showing disaggregation at its rims, biotite overgrowth, and rare relictic amphibole, rich in opaques, c. 1.5 mm in width. **F** Rounded volcanic fragment with relictic feldspar laths, c. 130 μm in width, x Nicols (centre). Subangular plagioclase fragment (right). Well rounded metapelitic fragment (above). **C–F** Northern slope of Spitzberg near Petershain.

Stop 4

Schwedenstein bei Ohorn; 51,1921 N, 14,0567 E, etwa 425 m NN. Parkplatz am Berggasthof.

Im Bereich Schwedenstein ist der unmittelbare Kontakt zwischen Grauwackenhornfels und Zweiglimmergranodiorit in mehreren kleinen Steinbrüchen aufgeschlossen:

1. Oberer Osthang, nicht mehr zugängiger Steinbruch: Biotit- bis Zweiglimmergranodiorit (dickbankige Apophysen) umschließt eine nicht vollständig assimilierte Metagrauwackenscholle. Besondere Merkmale: Metatektbildung in den Metagrauwacken, Schergefüge im Granodiorit und Einschaltung eines blassgrünlichen Quarz-Klinoisit-Felses.
2. Klippe am Denkmal sowie kleiner auflässiger Steinbruch südlich unterhalb des Berggasthofs. Auflagerung des Zweiglimmergranodiorits, bzw. Rahmen der Metagrauwackenscholle (Abb. 19).
3. und 4. Kleinere auflässige Steinbrüche auf dem Kamm nördlich des Berggasthofs und am nördlichen Waldrand; ausschließlich Zweiglimmergranodiorit.



Abbildung 19. Metagrauwackenscholle (Aufschluss 2). Im obersten Hangbereich lagern rundlich angewitterte Zweiglimmergranodiorite auf. Position 51,1922 N, 14,0554 E, etwa 420 m NN.

Figure 19. Enclave of metagreywacke (outcrop no. 2). Upper hanging wall consisting of two-mica granodiorite in immediate superposition. Coordinates: 51.1922 N, 14.0554 E, at c. 420 m NN.

Tag 2

Grauwacken, Westlausitz/Ostlausitz. Metagrauwacken, Kontakterscheinungen

Stop 1b

Steinbruch Bernbruch bei Kamenz; 51,2955 N, 14,0688 E, etwa 180 m NN. Parken: Am Steinbruch.

Anstehend: schwach kontaktmetamorphe, überwiegend fein- bis mittelsandige Grauwacken (vgl. Stop 1a). Weitere Merkmale: Enger, nordvergenter Faltenbau. Spitzfalten

überwiegen; vielfach tektonisches Ausdünnen und Abscheren kompetenter Bänke, Bildung von Koffer- und Rundfalten, Belastungs- und Strömungsmarken (Abb. 20A–C).

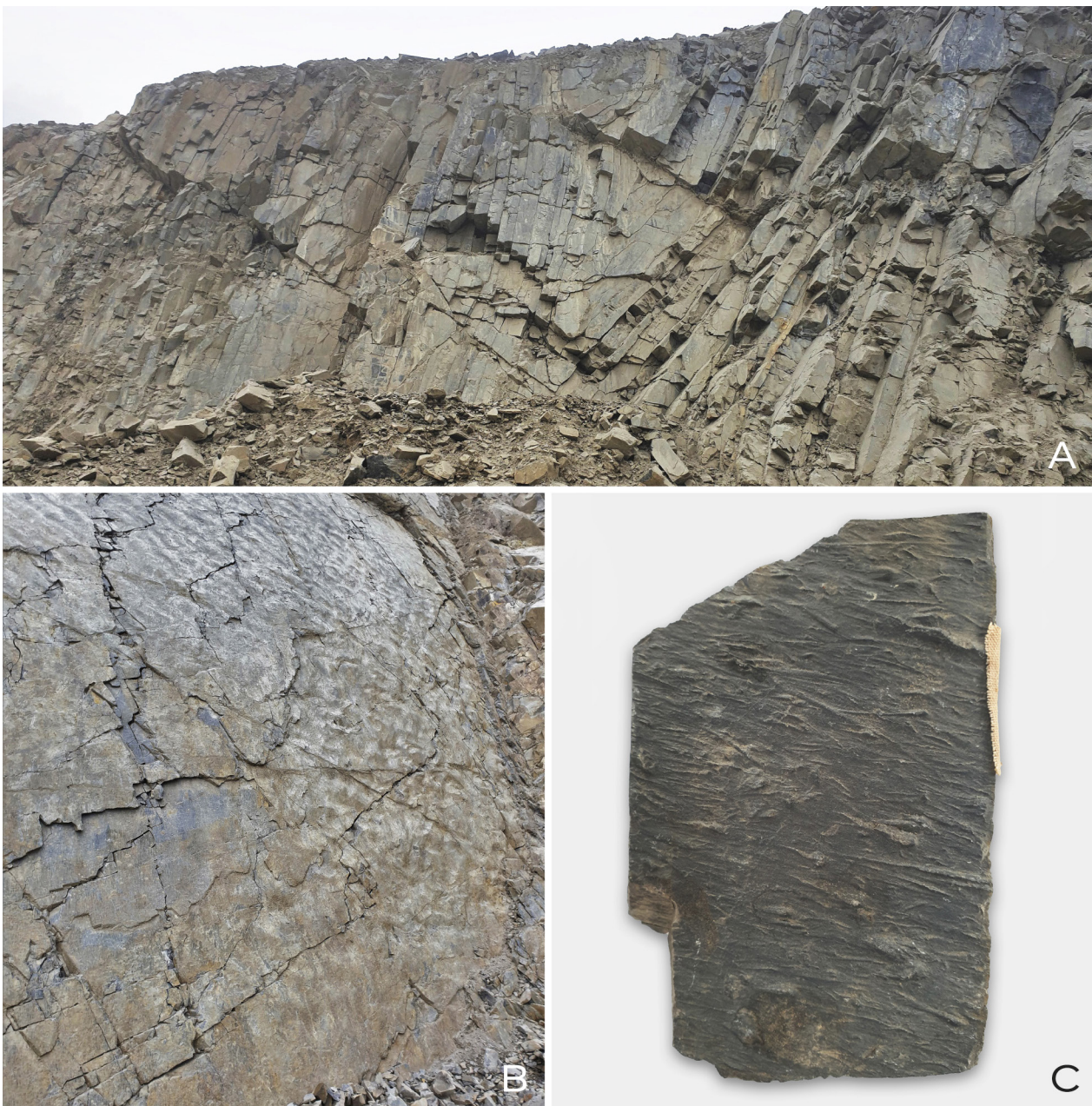


Abbildung 20. A Spitz-, Rund-, Kofferfalten und boudinierte Bänke. B Belastungsmarken. C Strömungsmarken. B, C Schichtunterseite.

Figure 20. A Acicular, circular, and box folds; boudinage structures. B Load casts. C Groove casts. B, C Subface of bedding.

Stop 5

Weissenberger Skala, Stadtpark am Löbauer Wasser; 51,1923 N, 14,6686 E, etwa 200 m NN.

Parkplatz: Am Schützenhaus.

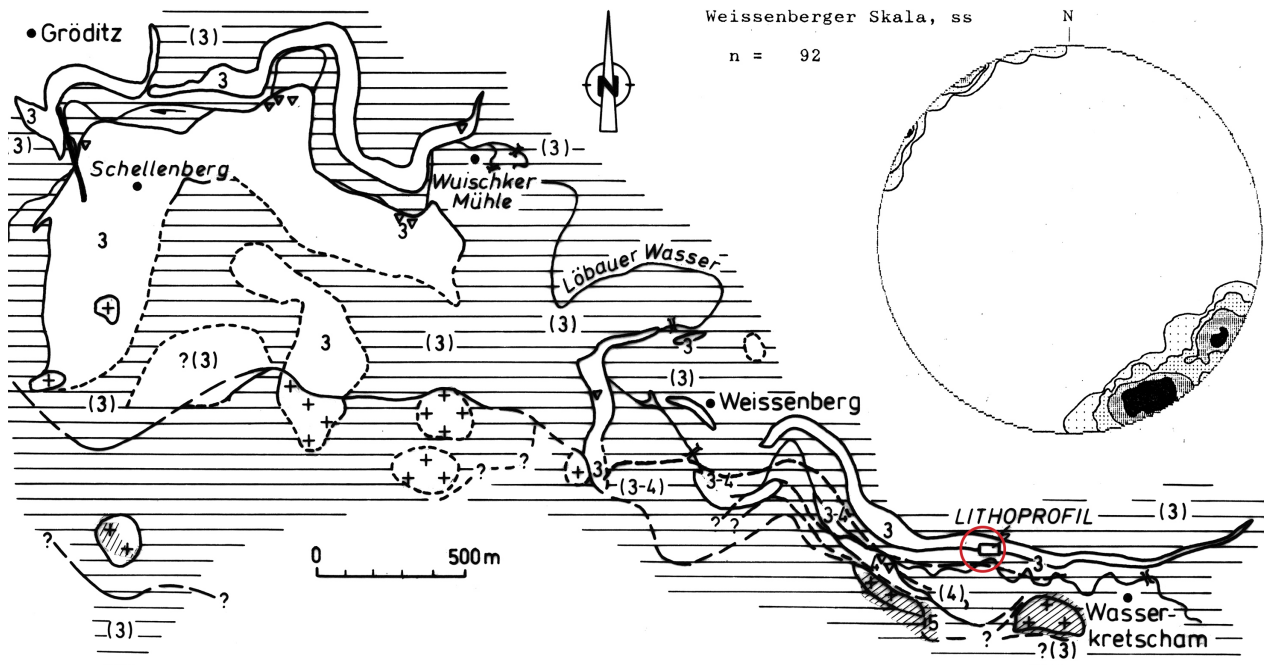


Abbildung 21. Vereinfachte Karte der Grauwackenverbreitung und ihrer Kontaktsituation im Raum Gröditz-Weissenberger Skala (östliche Lausitz). Links: Poldarstellung der Schichtflächen in Halbkugelprojektion im Gebiet Weissenberg. Modifiziert aus: Kemnitz und Budzinski 1994. Aufschluss rot markiert.

Figure 21. Simplified map showing the distribution of greywackes including contact-metamorphic zonation in the area of the Gröditz-Weissenberger Skala (eastern Lusatia). Inserted: Polar projection of the lower hemisphere showing the orientation of bedding planes in the area of the Weissenberg. Modified after: Kemnitz und Budzinski 1994. Red circle marks the excursion stop.

Deformierter Biotitgranodiorit und muskovitführende Varietäten (Kreuzsignatur in Abb. 21) stoßen südlich der Gröditz-Weissenberger Skala mit unregelmäßigen Ausbissen durch die quartären Deckschichten (Längsschraffur). Am Nordhang zeigen die Metagrauwacken ((3) in Abb. 21) im unmittelbaren Kontakt zu den Granodioriten (4–5) metatektische Gefüge.

Die meist ovalspindeligen, schichtparallel eingeschlossenen Körper von Quarz-Klinozoisit-Fels sind etwas häufiger als im Kamenzer Raum anzutreffen (Abb. 22). Sie fallen durch hellgrau-grünliche oder weißliche Farben, teils auch zonaren Aufbau auf. Neben der typischen Zusammensetzung mit Quarz und Klinozoisit sowie akzessorischem Magnetit, Titanit, Ilmenit, Rutil, Apatit und Zirkon können sie Amphibol und sehr selten

Abbildung 22. Linsenförmiger Einschluss eines Granat-Klinozoisit-Quarz-Felses, etwa 50 cm lang. Innerer, ausgeräumter Teil mit schwach erkennbarer Randzone (beprobte, bei 51,2056 N, 14,6351 E, etwa 160 m NN). Gröditzter Skala.

Figure 22. Lenticular enclave of a garnet-clinozoisite-quartz fels, c. 50 cm in length. Inner part with darker marginal zone, sampled. Coordinates: 51.2056 N, 14.6351 E, at c. 160 m NN). Skala of Gröditz.





Abbildung 23. A Metagrauwackenklippe in der Weißenberger Skala, geringmächtige siltig-tonige Lagen im Wechsel mit fein- bis mittelsandigen Bänken. B Kontaktknoten auf Schichtflächen.

Figure 23. A Slope outcrop in metagreywacke, Skala of Weißenberg. Thin silt and mudstone layers alternating with fine to medium sand. B Bedding plane with contactmetamorphic knots.

feinkörnigen, xenomorphen Grossular oder auch Pyroxen enthalten.

Klippenprofil am Südhang, östlicher Hangweg (roter Kreis). Merkmale: Schichtflächen sowie lithologischer Wechsel sind noch gut erkennbar (Abb. 23A), feinsandige, mächtigere Bänke bestimmen das Profil. Die Schichtung fällt wie bei Gröditz steil SSE–SE, bzw. NW–NNW ein.

In den deutlich kontaktmetamorphen Grauwacken hat bereits eine (mikroskopische) Segregation in granoblastisch rekristallisierte Quarz-Feldspat- und biotitreiche Laminae stattgefunden. Im Schnitt senkrecht zu den Schichtflächen fällt Mikrofältelung des Lagenbaus auf.

Die dunklen Laminae sind mit xenomorphen, poikiloblastischen Knötchen (0,2–1 mm) angefüllt (Abb. 23B), ihre Regelung erzeugt eine auffällende Lineation steil zu den Schichtflächen. Typisch: Aplit- und Pegmatit-Gänge, auch feinkörnige granitoide Apophysen; Turmalin-Führung.

Die Gröditzter Skala ist aufgrund ihres ausgeprägten Schluchtencharakters landschaftlich attraktiver. An den stark geklüfteten Metagrauwackenklippen ist jedoch die Schichtung selten so eindeutig zu erkennen wie bei Weißenberg. Die Schichtflächen fallen dort gleichfalls steil SSE ein.

Stop 6

Radeberg, Rödertalsüdhang bis Tobiasmühle. Parken: An den Leithen, 51,118 N, 13,915 E, etwa 235 m NN (alternativ: Parkplatz August-Bebel-Straße).

Der etwa 1,7 km lange Weg im Rödertal führt vom auflässigen Steinbruch An den Leithen im Biotitgranodiorit zu steil einfallenden, eng gefalteten Hornfelsgrauwacken im ebenfalls auflässigen Steinbruch südöstlich der Tobiasmühle. Der mittel- bis grobkörnige, teils porphyrische Biotitgranodiorit (Abb. 25A) verteilt sich über die ersten 1,5 km auf kleinere Felsgruppen. Eine schmale Geländekerbe markiert wahrscheinlich die unmittelbare Grenze zu den Grauwacken, die im dahinter ansteigenden Gelände erstmals in Klippenresten anstehen (Abb. 25B). Ein auflässiger Steinbruch, etwa 220 m südlich der Tobiasmühle, schließt an.

Charakteristika der Metagrauwacken bei 51,1210 N, 13,9048 E: Primär feinsandig-siltige Grauwackenbänke

dominieren und liegen als Biotit-Hornfelse mit granoblastisch rekristallisierter Matrix sowie Mineralsegregation und isoklinaler Mikrofältelung vor. Die Biotite weisen entsprechende Regelung auf. Das sehr feinlagige metamorphe Parallelgefüge ist bereits makroskopisch erkennbar.

In primär siltig-tonigen Bänken tritt deutliche Knötchenbildung auf: Mikroskopisch handelt es sich um poikiloblastische, einschlusreiche xenomorphe Serizitpseudomorphosen, auch unregelmäßige Hellglimmer- sowie Chloritporphyroblasten gehören dazu. Cordierit ist in den Metagrauwacken des Röder- und des Hüttertals im Radeberger Raum sehr selten nachweisbar (Abb. 26A).

In den Aufschlüssen des Rödertals überwiegt mittelsteil bis steiles Schichteinfallen nach SE (Abb. 24, 25B).

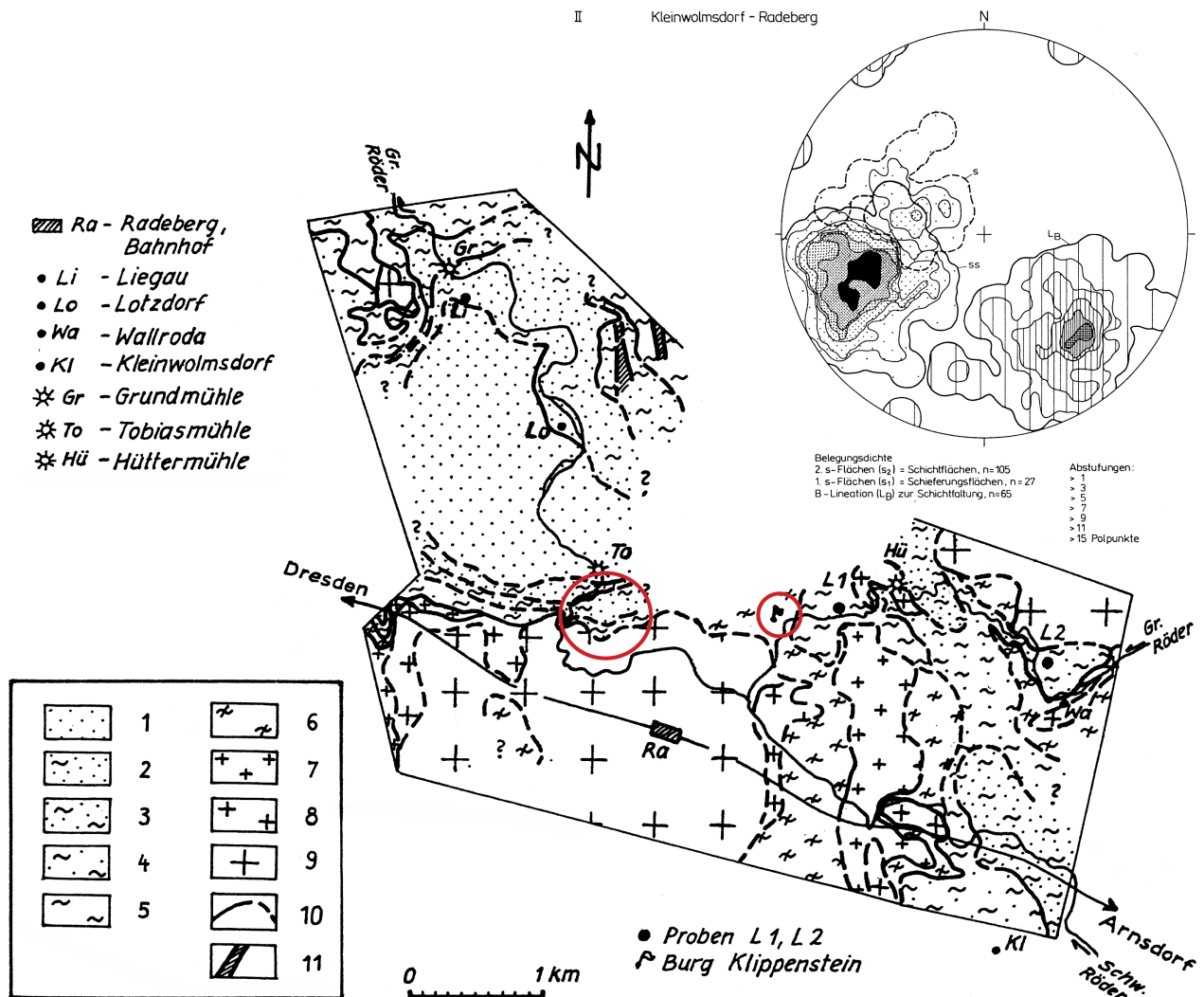


Abbildung 24. Vereinfachte Darstellung der Kontaktsituation zwischen Metagrauwacken, Biotit- und Zweiglimmergranodiorit im Raum Radeberg. 1–4 Grauwacken, kontaktmetamorphe Zonierung. 5 Metagrauwacken, migmatisiert. 6 Zweiglimmergranodiorit. 7–8 muskovitführende Granodiorite. 9 Biotitgranodiorit. 10 Grenzen, Übergänge. 11 Störungsbereiche. Rote Kreise: Exkursionspunkte. Modifiziert aus: Kernitz und Budzinski 1994.

Figure 24. Simplified map showing the nature of contacts between metagreywackes, biotite and two-mica granodiorite in the area of Radeberg. 1–4 Greywackes, contactmetamorphic zonation. 5 migmatized metagreywackes. 6 Two-mica granodiorite; 7–8 Muscovite-leading granodiorite. 9 Biotite granodiorite. 10 Boundaries, transitions. 11 Fault zones. Red circles: Excursion stop. Modified after: Kernitz und Budzinski 1994.



Abbildung 25. A Biotitgranodiorit mit Nebengesteineinschluss. B Metagrauwackenbänke, Schichteinfallen von links oben nach rechts unten mit $160^{\circ}/63^{\circ}$. Rödertal, südlich der Tobiasmühle.

Figure 25. A Wall rock inclusion in biotite granodiorite. B Beds of metagreywacke showing steep southeast dipping ($160^{\circ}/63^{\circ}$) from top left to bottom right. Valley of the Große Röder, south of Tobias-Mühle.

Stop 7

Radeberg, Schloss Klippenstein; 51,1191 N, 13,9250 E, etwa 235 m NN. Parken: Langbeinstraße, gegenüber Schloss.

Das Fundament der urkundlich erstmals 1289 erwähnten Burg nahe der Radeberger Altstadt steht im unmittelbaren Kontaktbereich zwischen Metagrauwacken und Zweiglimmergranodiorit. Das sedimentäre Dachgestein erscheint

nahezu vollständig assimiliert. Metatektbildung und migmatische Gefüge sind bilderbuchartig aufgeschlossen (Abb. 26B). Mikroskopisch bestehen die Leukosome aus granoblastisch rekristallisiertem Quarz und Plagioklas.

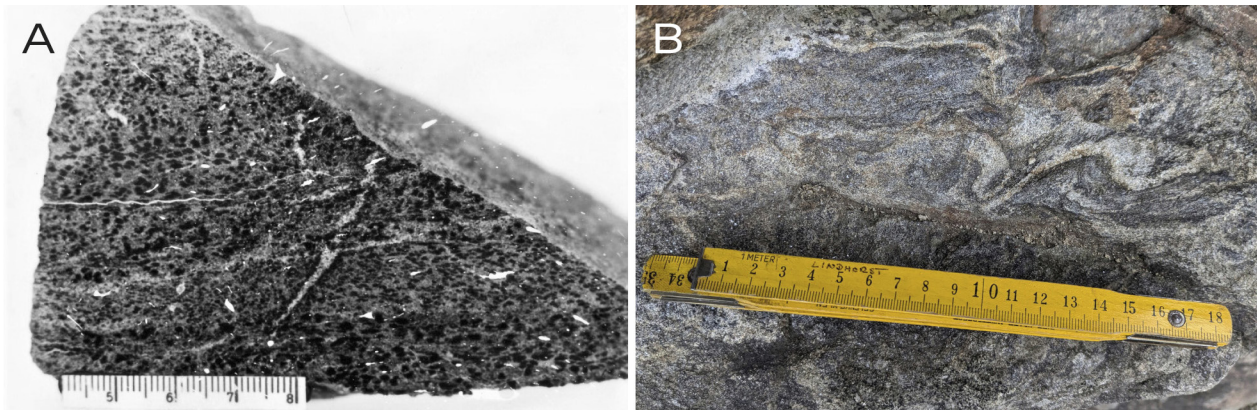


Abbildung 26. **A** Cordieritführender, metatektischer Hornfels, Nordhang der Großen Röder bei Liegau; **B** Migmatisches Gefüge in assimilierter Metagrauwacke neben Zweiglimmergranodiorit. Fundament von Schloss Klippenstein, Radeberg.

Figure 26. **A** Metatectic cordierite-bearing hornfels, northern slope of the Große Röder valley near Liegau; **B** Metagreywackes contacting two-mica granodiorite show migmatitic texture. Foundation of the Klippenstein castle, Radeberg.

Im angrenzenden Hüttertal, am Südhang der Röder bis Wallroda, stehen wiederholt Metagrauwacken als Nebengestein oder Schollen im Zweiglimmergranodiorit an (Abb. 24). Die Hornfelsgrauwacken zeichnen sich auch hier durch ein feinlagiges Parallelgefüge mit geregelten Biotitblasten und in den hellen Lagen durch einschlusreiche Quarz- und Feldspatgranoblasten aus. Einschlüsse

von Quarz-Klinozoisit-, auch Amphibol-Quarz-Klinozoisit-Fels, treten in Hangaufschlüssen und Klippen der kontaktmetamorphen Grauwaren entlang der Röder auf, vom Seifersdorfer bis nach Kleinwolmsdorf. Neben aktinolithischer Hornblende sind sehr selten auch Diopsid, Grossular und Allanit (Rödertal, Grundmühle) röntgenographisch nachgewiesen (Kemnitz und Budzinski 1994).

Tag 3

Zentralteil: Zweiglimmergranodiorit – muskovitführender Granodiorit, Dachgesteinseinschlüsse und basische Ganggesteine

Stop 8 und 9

Gebiet Czorneboh bei Cunewalde. Parkplatz Schönberger Paßstraße / Kammweg: 51,1260 N, 14,4930 E, etwa 265 NN.

Rundwanderung, insgesamt etwa 7 km. Auf dem Anweg zu Stop 8 vorwiegend Blöcke einschlusreicher, mittel- bis grobkörniger Zweiglimmergranodiorite. Mikroskopisch herrscht in den Zweiglimmergranodioriten, vergleichbar mit den Biotitgranodioriten, regellos-ungleichkörniges, granoblastisches Gefüge vor. Plagioklas bildet oft Porphyroklasten. Generell ist in den Zweiglimmergranodioriten ein häufiger Wechsel in Korngröße und Gefüge über kurze Räume zu beobachten.

Der Hauptmineralbestand setzt sich aus durchschnittlich je 30 Vol.-% Quarz und Plagioklas sowie 20 Vol.-% Biotit zusammen. Hellglimmer und Mikroklin bleiben i. d. R. deutlich unter 10 Vol.-%. Cordierit, wenn vorhanden, kann mit bis zu 20 Vol.-% beteiligt sein. Sillimanit ist selten, meist akzessorisch vorhanden. Die Hauptkomponenten sind überwiegend xeno- bis hypidomorph rekristallisiert.

Stop 8

Kleiner Steinbruch, Südhang Döhlener Berg; 51,1200 N, 14,4982 E, etwa 470 m NN.

Auffällig ist die tektonische Beanspruchung, die sich in Scherkörpern und -bahnen äußert. Sie prägt das Bild der Zweiglimmergranodiorite in allen morphologisch höheren Lagen des zentralen Teils sowie des südwestlichen Randbereichs der Oberlausitz. Dieser Deformationsprozess hat jedoch maximal zur blastokataklastischen Überprägung der Gefüge geführt. Mikroskopisch zeigt sich das an undulös auslöschenden und zerbrochenen Quarzkörnern, häufig mit Entstehung von perlschnurartigen Flüssigkeitseinschlüssen verbunden. Glimmer weisen Knickbänder, die Zwillingslamellen von Plagioklas Versätze auf. Im Gegensatz zur Entstehung von metatektischen und diatexitischen Gefügen in den Zweiglimmer- und muskovitführenden Granodioriten, die Temperatu-

ren um und oberhalb von 900 °C benötigten, bilden diese Deformationsmerkmale einen sekundären, jüngeren Prozess in deutlich kälterem, sprich höherem Krustenniveau ab.

Im Steinbruch ist die Grenze zwischen regellos-körnigem und geschertem Zweiglimmergranodiorit exemplarisch aufgeschlossen (Abb. 27A). Die Grenzflächen entsprechen Harnischflächen und gehen, wie auch die Scherflächen zwischen einzelnen Scherkörpern, mit Kornverkleinerung einher.

Ein Regelungsgefüge der Hauptkomponenten ist makroskopisch angedeutet. Großbankig geklüfteter und der gescherte Zweiglimmergranodiorit sind petrographisch identisch.



Abbildung 27. A Aufschlussituation zwischen undeformierten (unten) und deformierten (oben) Zweiglimmergranodiorit-Bänken. B Die Bewegungsbahn sowie ein Handstück des deformierten feinkörnig-porphyrischen Zweiglimmergranodiorits im Detail.

Figure 27. A Outcrop presenting the relationship between undeformed (lower) and deformed (upper) two-mica granodiorite layers. B Shear plane and a specimen of deformed porphyritic small-grained two-mica granodiorite in detail.

Stop 9

Teufelsfenster, Klippen am nördlichen Kammweg; 51,1191 N, 14,5185 E, etwa 520 m NN.

Der Rundweg führt Richtung Czorneboh-Berghof weiter im Niveau der deformierten Zweiglimmergranodiorite.

Das Teufelsfenster gehört neben den Klippen auf dem Czornebohgipfel zu den markantesten Felsformationen. Der Zweiglimmergranodiorit ist hier besonders reich an Nebengesteinseinschlüssen, oft gut eingeregelt, auch

quer, bzw. steil zum Lagengefüge der Scherkörper stehend (Abb. 28A, B). Zu beobachten sind Wechsel in den Mächtigkeiten der Scherkörper, die einen Lagenbau vortäuschen (Abb. 28A, hangender/liegender Bereich des Einschlusses), vermutlich durch geringfügige Korngrößenunterschiede verursacht.



Abbildung 28. Klippen im deformierten Zweiglimmergranodiorit, einschlussreich. Teufelsfenster, Kammweg zum Czorneboh-gipfel.

Figure 28. Cliffs of deformed two-mica granodiorite, rich in enclaves. Devil's Window, ridge way to the Czorneboh peak.

Zirkone aus vergleichbar einschlussreichen Zweiglimmergranodioriten (Soraer Höhe, westlich und bei Kittlitz, östlich des Czornebohhöhenzugs sowie bei Radeberg) lieferten Alter zwischen 540–530 Ma (207Pb/206Pb-Evaporationsalter; Tichomirowa 2002), die dem Alter der partiellen Krustenschmelze entsprechen.

Schmelzwasserstrudeltöpfe im Zweiglimmergranodiorit am Weg gehören zu den Spuren der Elster-Kaltzeit (vor etwa 400–320 ka), die bis an die sogenannte Feuersteinlinie vor dem Zittauer Gebirge vefolgt werden können.

Stop 10

Steinbruch Valtengrund bei Steinigtwolmsdorf, Hohwaldgebiet; 51,0622 N, 14,2706 E, etwa 385 m NN.
Parkplatz gegenüber Hohwaldschänke: 51,0530 N, 14,2770 E, etwa 155 m NN.



Abbildung 29. Zweiglimmergranodiorit, Scherkörper unterschiedlicher Mächtigkeiten. Die Granodiorit-Scherkörper sind im höheren Teil des Aufschlusses extrem wollsackartig verwittert, teils bereits vergrust. Rechts: Harnischfläche einer jungen Bewegungsbahn. Steinbruch Valtengrund.

Figure 29. Two-mica granodiorite showing sheared fragments of different thickness. Upslope, sheared bodies of granodiorite demonstrate extreme weathering phenomena like „woolsack“ and in parts complete disintegration. Righthand: Slickensides marking a younger plane of motion. Quarry Valtengrund.

Hauptgesteinsart des Valtenberggebiets ist Zweiglimmergranodiorit (Abb. 29). Beschrieben sind auch muskovitführende Granodiorite. Korngröße und Gefüge (regellos-gleichkörnig bis porphyrisch) sind variabel. Im Steinbruch Valtengrund durchziehen steilstehende Basalt-Dykes (Abb. 30A) sowie gabbroide bis dioritische Gänge (Abb. 30A, B) den Zweiglimmergranodiorit, was für das gesamte Gebiet typisch ist. Die Gabbro-Diorit-Suite wird häufig von pegmatitischen bis pneumatolytischen Phasen begleitet, auffallend sind turmalinreiche Partien.



Abbildung 30. **A** Zwei parallel in Zweiglimmergranodiorit intrudierte junge Lamprophyr-Dykes. **B** Ältere Dolerit-Suite (Olivin-Norit bis Diorit), lagergangartige Intrusionen.

Figure 30. **A** Young lamprophyric dykes, running parallel through two-mica granodiorite. **B** An older doleritic suite (olivine-noritic to dioritic composition) of sheet intrusion type.

8. Literaturverzeichnis

- Abdelfalid KM, Romer RL, Seifert T, Lobst R (2013) Calc-alkaline lamprophyres from Lusatia (Germany) – Evidence for a repeatedly enriched mantle source. *Chemical Geology* 353: 230–245.
- Berger HJ, Brause H (2008) Proteroiikum und ältere Einheiten des Unterbaus. In: Pälchen W, Walter H (Hrsg.) *Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 17–19.
- Borkowska M, Hameurt T, Vidal P (1980) Origin and age of Izero gneisses and Rumburk granites in the Western Sudetes. *Acta Geologica Polonica* 30: 121–146.
- Bouma AH (1962) *Sedimentology of Some Flysch Deposits*. Elsevier, Amsterdam, 168 S.
- Brause H, Schubert G, Hortenbach R (1981) Beitrag zur präkambrischen und zur pleistozänen Tektonik im Gebiet von Kamenz. Veröffentlichungen des Museums der Westlausitz Kamenz 5: 9–27.
- Büchner J, Tietz O, Viereck L, Suhr P, Abratis M (2015) The Lausitz Volcanic Field – link between the volcanism of Ohře Graben (Czech Republik) and of the Fore Sudetic Basin (Poland). *International Journal of Earth Sciences* 104 (Geologische Rundschau) 104: 2057–2083: <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1165-3>
- Burmann G (1966) Mikroreste aus der Lausitzer Grauwackenformation. *Monatsberichte der Deutschen Akademie der Wissenschaften* 8: 218–225.
- Burmann G (1972) Problematika aus der Lausitzer Grauwackenformation. *Jahrbuch für Geologie* 4: 387–423.
- Burmann G, Hübner F, Lobst R, Rathner U, Wiedemann F (1997) Zur Fossilführung und Lithologie der Kreuzberg-Dubring-Schichten aus der Lausitzer Grauwacken-Einheit. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 25: 445–464.
- Buschmann B, Linnemann U, Schneider J, Süß T (1995) Die cadomische Entwicklung im Untergrund der Torgau-Doberluger Synklinale. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 23: 729–749.
- Buschmann B, Nasdala L, Jonas P, Linnemann U, Gehmlich M (2001) SHRIMP U-Pb dating of tuff-derived and detrital zircons from Ca-

- domian marginal basin fragments (Neoproterozoic) in the northeastern Saxothuringian Zone (Germany). *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie, Monatshefte* (2021): 321–342.
- Ebert H (1943) Das granitische Grundgebirge der östlichen Lausitz. Preisschriften, gekrönt und herausgegeben von der Fürstlich Jablonskischen Gesellschaft zu Leipzig 58: 119 S.
- Eidam J, Hammer J, Korich D, Bielicki KH (1995) Amphibole-bearing granites in the Lusatian anticlinal Zone: Variscan I-type magmatism at the northern margin of the Bohemian Massif. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 168: 259–281.
- Gehmlich M, Tichomirowa M, Linnemann U, Lützner H, Bombach K (1997) Kalibrierung und Korrelation des saxothuringischen Ordoviziums durch die Einzelzirkon-Evaporationsmethode. In: Abstracts, SPP-Kolloquium Orogene Prozesse, ihre Quantifizierung und Simulation am Beispiel der Varisciden, März 1997. *Terra Nostra* 97: 43–46.
- Hammer J (1996) Geochemie und Petrogenese der cadomischen und spätvariszischen Granitoide der Lausitz. *Freiberger Forschungsheft C* 463: 107S.
- Hammer J, Bröcker M, Krauss M (1997) Alter und geologische Signifikanz von Deformationszonen im östlichen Teil des Lausitzer Granitoidkomplexes In: Abstracts, SPP-Kolloquium Orogene Prozesse, ihre Quantifizierung und Simulation am Beispiel der Varisciden, März 1997. *Terra Nostra* 97: 62–63.
- Hammer J, Eidam J, Röber B, Ehling BC (1999) Prävariscischer and variscischer granitoider Magmatismus am NE-Rand des Böhmisches Massivs – Geochemie und Petrogenese. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 27: 401–415.
- Hirschmann G (1966) Assyntische und variszische Baueinheiten im Grundgebirge der Oberlausitz (unter spezieller Berücksichtigung der Geologie des östlichen Görlitzer Schiefergebirges. *Freiberger Forschungsheft C* 212: 146S.
- Kemnitz H (1988) Beitrag zur Lithologie, Deformation und Metamorphose der Saydaer Struktur (Osterzgebirge). *ZIPE-Veröffentlichungen* 94: 84 S. <https://doi.org/10.2312/zipe.1988.094>
- Kemnitz H (1994) Provenance and plate tectonic interpretation of Upper Brioverian turbidites in Southeast Germany (Lusatian Group). *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I* 1992: 803–814.
- Kemnitz H (1997) Lausitzer Masse. Proterozoikum. In: Hoth K, Berger HJ, Mund G (Hrsg.) *Stratigraphie von Deutschland II. Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum. Teil I: Thüringen, Sachsen, Ostbayern. Courier* 200: 323–324.
- Kemnitz H (1998) Some remarks on the Neoproterozoic Lusatian greywackes, Germany, and their mafic intercalations. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica* 42: 443–446. <https://doi.org/10.48440/cmm-6135>
- Kemnitz H (2007) The Lausitz graywackes, Saxo-Thuringia, Germany – witness to the Cadomian orogeny. In: Linnemann U, Nance RD, Kraft P, Zulauf G (eds) *The evolution of Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision. GSA Special Paper* 423: 97–141. [https://doi.org/10.1130/2007.2423\(04\)](https://doi.org/10.1130/2007.2423(04))
- Kemnitz H, Budzinski G (1991) Beitrag zur Lithostratigraphie und Genese der Lausitzer Grauwacken. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 19: 449–457.
- Kemnitz H, Budzinski G (1994) Die Grauwacken der Lausitz und ihre cadomische Prägung. *Abhandlungen des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie Dresden* 40: 37–98. <https://doi.org/10.48440/NP04-1C18>
- Kemnitz H, Gottesmann B, Naumann R (1994) Detrital micas from Upper Brioverian greywackes of Lusatia – Chemistry and first interpretation. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I* (1992): 837–846.
- Kemnitz H, Romer RL, Oncken O (2002) Gondwana break-up and the northern margin of the Saxothuringian belt (Variscides of Central Europe). *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 91: 246–259. <https://doi.org/10.1007/s005310100209>
- Kramer W (1988) Magmatische Aspekte der Lithosphärenentwicklung – Geochemisch-petrologische Untersuchung basaltoider variszischer Gesteinsformationen und mafischer bis ultramafischer Xenolithe im nordöstlichen Zentraleuropa. *Akademie-Verlag, Berlin*, 136 S.
- Krauss M, Eidam J, Hammer J, Korich D (1992) Die cadomisch-variszische Entwicklung des Lausitzer Granodiorit-Komplexes. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie I* (1992): 71–85.
- Kröner A, Hegner E, Hammer J, Haase G, Bielicki KH, Krauss M, Eidam J (1994) Geochronology and Nd-Sr systematics of Lusatian granitoids: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. *Geologische Rundschau* 83: 357–376.
- Kröner A, Willner AP, 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: 437–456.
- Linnemann U (1991) Glazieostatisch kontrollierte Sedimentationsprozesse im Oberen Proterozoikum der Elbezone (Weesensteiner Gruppe/Sachsen). *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 12: 2907–2934.
- Linnemann U, Buschmann B (1995) Die cadomische Diskordanz im Saxothuringikum (oberkambrisch-tremadocische overlap-Sequenzen). *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 23: 707–727.
- Linnemann U, Romer RL (2002) The Cadomian Orogeny in Saxo-Thuringia, Germany: Geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic characterization of marginal basins with constraints to tectonic setting and provenance. *Tectonophysics* 352: 33–64.
- Linnemann U, Schauer M (1999) Die Entstehung der Elbezone vor dem Hintergrund der cadomischen und variszischen Geschichte des Saxothuringischen Terranes. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 27: 529–561.
- Linnemann U, Gehmlich M, Tichomirowa M, Buschmann B, Nasdala L, Jonas P, Lützner H, Bombach K (2000) From Cadomian subduction to Early Palaeozoic 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). In: Franke W, Haak V, Oncken O, Tanner D (eds) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geological Society of London Special Publication* 179: 131–153.
- Linnemann U, Gerdes A, Drost K, Buschmann B (2007) The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian Massif, Germany). In: Linnemann U, Nance RD, Kraft P, Zulauf G (eds) *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision. GSA Book Special Paper* 423: 61–96. [https://doi.org/10.1130/2007.2423\(03\)](https://doi.org/10.1130/2007.2423(03))
- Linnemann U, Gerdes A, Hofmann M, Marko L (2014) The Cadomian Orogen: Neoproterozoic to Early Cambrian crustal growth and orogenic zoning along the periphery of the West African Craton – Constraints from U-Pb zircon ages and Hf isotopes (Schwarzburg Antiform, Germany). *Precambrian Research* 244: 236–278.
- Linnemann U, McNaughton NJ, Romer RL, Gehmlich M, Drost K, Tonk C (2004) West African provenance for Saxo-Thuringia (Bo-

- hemian Massif). Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd isotopic record. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 93: 683–705.
- Linnemann U, Pidal AP, Hofmann M, Drost K, Quesada C, Gerdes A, Marko L, Gärtner A, Zieger J, Ulrich J, Krause R, Vickers-Rich P, Horak J (2018) A ~565 Ma old glaciation in the Ediacaran of peri-Gondwanan West Africa. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 107: 885–911. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1520-7>
- Löffler K (1982) Die eruptiven und metamorphen Gesteine des Lausitzer Blocks. Teil 3: Die Amphibolschiefer der Stolpener Folge. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 10: 1323–1334.
- Mazur S, Kryza R (1996). Superimposed Compressional and Extensional Tectonics in the Karkonosze-Izera Block, Ne Bohemian Massif. In: Oncken O, Janssen C (eds) *Basement Tectonics 11 Europe and Other Regions. Proceedings of the International Conferences on Basement Tectonics 5*. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-009-1598-5_4
- Mingram B, Kröner A, Hegner E, Krentz O (2004) Zircon ages, geochemistry, and Nd isotopic systematics of pre-Variscan orthogneisses from the Erzgebirge, Saxony (Germany), and geodynamic interpretation. *International Journal of Earth Sciences* 93: 706–727.
- Möbus G (1956) Petrographisch-tektonische Untersuchungen im Lausitzer Granitmassiv. *Abhandlungen zur Geotektonik* 7: 8.
- Nance RD, Murphy JB (1994) Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens: Example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. *Geology* 22: 617–620.
- Nance RD, Murphy JB, Strachan RA, D’Lemos RS, Taylor GK (1991) Late Proterozoic tectonostratigraphic evolution of the Avalonian and Cadomian terranes. *Precambrian Research* 53: 41–78.
- Nasdala L, Pfeiffer L (1991) Zu den „Kaulen“ aus der Grauwacke des Vogelsberges bei Kamenz/Sachsen. *Veröffentlichungen des Museums der Westlausitz Kamenz* 15: 3–14.
- Oberc-Dziedzic T, Kryza R, Pin C (2015) Variscan granitoids related to shear zones and faults: examples from the Central Sudetes (Bohemian Massif) and the Middle Odra Fault Zone. *International Journal of Earth Sciences* 104: 1139–1166. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1153-7>
- Oliver GJH, Corfu F, Krough TE (1993) U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *Journal of the Geological Society London* 150: 355–369.
- Pfeiffer L, Suhr P (2008) Tertiärer Vulkanismus. In: Pälchen W, Walter H (Hrsg.) *Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte*. E. Schweizerbart’sche Verlagsbuchhandlung, 486–494.
- Pietzsch K (1962) *Geologie von Sachsen*. Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 870 S.
- Rauche H (1991) Spätvariszische Kompressionstektonik am Südwestrand der Elbezone. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 19: 463–475.
- Rimann E (1910) Der geologische Bau des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes. *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt* 31: 482–533.
- Rötzler K, Plessen B (2010) The Erzgebirge: a pile of ultrahigh- to low-pressure nappes of early Palaeozoic rocks and their Cadomian basement. In: Linnemann U, Romer RL (eds) *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia. From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen*. E. Schweizerbart’sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 253–270.
- Schwab G. (1962) Klufftektonische Untersuchungen der Nordlausitzer Grauwackenformation unter Berücksichtigung der Gesteinsklüftung des Lausitzer Zweiglimmergranits. *Abhandlungen zur Geotektonik* 21: 80 S.
- Suhr P, Goth K (1999) Maare in Sachsen als Zeugen explosiven Vulkanismus im Tertiär. *Veröffentlichungen des Museums für Naturkunde Chemnitz* 22: 5–20.
- Tichomirowa M (2002) Zircon inheritance in diatexite granodiorites and its consequence on geochronology – a case study in Lusatia and the Erzgebirge (Saxo-Thuringia, eastern Germany). *Chemical Geology* 191: 209–224. [https://doi.org/10.1016/s0009-2541\(02\)00157-2](https://doi.org/10.1016/s0009-2541(02)00157-2)
- Tichomirowa M, Berger HJ, Koch EA, Belyatski BV, 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: 303–332.
- Tichomirowa M, Sergeev S, Berger HJ, 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: 375–396.
- Tietz O, Büchner J (2015) The landscape evolution of the Lausitz Block since the Palaeozoic – with special emphasis to the neovolcanic edifices in the Lausitz Volcanic Field (Eastern Germany). [Die Landschaftsentwicklung des Lausitzer Blocks seit dem Paläozoikum – unter besonderer Berücksichtigung der Neovulkanite des Lausitzer Vulkanfelds (Deutschland)]. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 166: 125–147.
- Ventura B, Lisker F, Kopp J (2009) Thermal and denudation history of the Lusatian Block (NE Bohemian Massif, Germany) as indicated by apatite fission-track data. *Geological Society of London, Special Publication* 324: 181–192. <https://doi.org/10.1144/SP324.14>
- Voigt T (2009) Die Lausitz-Riesengebirgs-Antiklinalzone als kreidezeitliche Inversionsstruktur: geologische Hinweise aus den umgebenden Kreidebecken. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 37: 15–39.
- von Gaertner HR (1964) Einige Beobachtungen zum Alter des Isergneises. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* (1964): 257–270.
- Weber B, Kernitz H, Paech K (1990) Zur Kenntnis der Mikrofossilien und Problematika aus der Lausitzer Grauwacke (Kamenzer Gruppe). *Veröffentlichungen des Museums der Westlausitz Kamenz* 14: 9–34.
- Żelazniewicz A, Marheine D, Oberc-Dziedzic T (2003) A Late Tournaisian synmetamorphic folding and thrusting event in the eastern Variscan foreland: ⁴⁰Ar/³⁹Ar evidence from the phyllites of the Wolsztyn-Lesno High, western Poland. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 92: 185–194.