

Strukturgeologische Charakterisierung der Mérens Scher- und Störungszone bei Mérens-les-Vals (französische Pyrenäen)

MICHAEL OSTKAMP & STEPHAN SCHNAPPERELLE & DOROTHEE MERTMANN

Adressen: FG Geodynamik, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Von-Seckendorff-Platz 3, D-06120 Halle. Email: stephan.schnapperelle@geo.uni-halle.de

Schlüsselwörter: Mylonite, Aston-Gneisdom, Ax-Granit, Mérens Scher- und Störungszone, Pyrenäen, Ariège, Frankreich

Keywords: Mylonite, Aston-Gneissdome, Ax-Granite, Mérens Shear- and Fault zone, Pyrenees, Ariège, France

Zusammenfassung

Aufgenommen wurde das circa 2 km lange Profil „Mérens-les-Vals“ im Maßstab 1:5.000 durch eine prominente Scher- und Störungszone, nördlich der Ortschaft Mérens-les-Vals im Tal der Ariège in den französischen Pyrenäen. Darin lassen sich neun Lithologien unterscheiden. Neben den Myloniten im High-Strain-Bereich der Scherzone wurden die Quarzphyllite der Sedimentabdeckung des Hospitalet-Gneisdoms sowie die Para- und Orthogneise des Aston-Gneisdoms unterschieden. Die nördliche Abgrenzung des Profils bildet der Ax-Granit. In den Myloniten und Gneisen sind außerdem mafische Intrusionen und eingescherte Pegmatite zu finden. Anhand von 32 Aufschlusspunkten wurden makroskopische und mikroskopische Analysen zur D_3 -Deformation der Mérens Scher- und Störungszone durchgeführt. Sie zählt zu den jüngsten variszischen Strukturen der Axialzone. Die Metamorphosegrade innerhalb der Scherzone variieren zwischen der Grünschiefer- und der mittleren Amphibolitfazies. Die Intrusionen scheinen aufgrund ihrer Deformationsgrade syntektonisch intrudiert zu sein; jedoch kann keine absolute Reihenfolge festgelegt werden. Die Mérens Scher- und Störungszone wurde alpidisch reaktiviert.

Abstract

The approximately 2 km long profile "Mérens-les-Vals" was recorded at a scale of 1:5.000. It represents a prominent shear and fault zone north of the village of Mérens-les-Vals in the Ariège valley in the French Pyrenees. Nine lithologies can be distinguished within 32 localities. In addition to the mylonites in the high-strain area of the shear zone, the quartz phyllites of the sediment cover of the Hospitalet gneiss dome and the para- and orthogneiss of the Aston gneiss dome were differentiated. The Ax-granite forms the northern boundary of the profile. Mafic intrusions and sheared pegmatites can be found in the mylonites and gneisses. The Mérens Shear- and Fault zone is one of the most recent Variscan structures of the axial zone. The metamorphism within the shear zone varies between green slate and middle amphibolite facies. The intrusions seem to be syntectonically intruded due to the degree of deformation, but no absolute order can be determined. The Mérens Shear- and Fault zone was reactivated during Cenozoic orogenesis.

1. Einleitung

Die Mérens Scher- und Störungszone (MSFZ = Mérens Shear- and Fault Zone) in den Pyrenäen ist eine überregional bedeutende tektonische, spätvariscische Hauptstruktur der Axialzone, die alpidisch reaktiviert wurde. Sie läuft nach Westen und Osten aus. Die MSFZ ist lateral in verschiedene Bereiche differenziert, die sich durch die Intensität der Deformation unterscheiden. Zwei charakteristische Gneisdoms der Pyrenäen, der Aston- und Hospitalet-Gneisdom, werden durch die MSFZ getrennt. In ihrem Verlauf ist die Hauptstruktur im Überblick zwar schon recht gut dokumentiert, allerdings fehlt ein Typprofil, in dem die Scherzone auch die Kerngneise erfasst. Mit der vorliegenden Arbeit soll diese Lücke grundlegend geschlossen werden. Grundlage dafür ist das als charakteristisch betrachtete Profil bei Mérens-les-Vals. Ziel ist also die detaillierte geologische Aufnahme eines Profils der MSFZ im Maßstab 1:5.000

bei Mérens-les-Vals. Durch die Aufnahme sollen Aussagen über den Schersinn der MSFZ, zu differenzierbaren Deformationsphasen D_2 und D_3 sowie zu den Mylonitisierungs- bzw. den Deformationsgraden des Störungsbereichs getroffen werden. Zusätzlich ergeben sich Hinweise auf die Veränderungen von den Randbereichen hin zum Kernbereich der mylonitischen Scherzone. Über 60 orientiert entnommene Gesteinsproben aus 32 dokumentierten Aufschlüssen und 34 ausgewählte Dünnschliffe erlauben die genaue Darstellung petrologischer und strukturgeologischer Phänomene.

2. Geographische Lage des Profils

Das aufgenommene Profil befindet sich im Département Ariège und der Gemeinde Haute Ariège im südwestlichsten Teil Frankreichs. Erreicht werden kann der Ort Mérens-les-Vals über die Nationalstraße N20, die von Ax-les-Thermes im Norden nach Andorra im Süden durch das Tal der Ariège führt. Umgeben wird der Ort Mérens-les-Vals durch die Berge Pic de Savis (1958 m) im Nordwesten, Cap de Carbone (1857 m) im Nordosten, Pic de Truseilles (2038 m) und Pic Esteille (2332 m) im Südosten sowie Cap de Peyre Plane (1889 m) im Südwesten.

Innerhalb von Mérens-les-Vals beginnt das Profil etwas oberhalb der Ortschaft in einer Spitzkehre des „Prat del Mouli“ (D322). Der Weg führt zur romanischen Kirche von Mérens-les-Vals. Ab der Spitzkehre verläuft ein Forstweg bergauf, parallel zum Hang des Cap de Carbone nach Norden. Entlang dieses Weges wurde das etwa 2 km lange Profil aufgenommen. Anhand von GPS-Messungen wurden die Aufschlüsse mit geographischen Koordinaten lokalisiert. Die Endpunkte des Profils lauten wie folgt:

Südlicher Fixpunkt: 42°39.529' N; 1°50.411' E

Nördlicher Fixpunkt: 42°40.530' N; 1°50.492' E

3. Regionale Geologie

3.1 Regionale Geologie der Pyrenäen

Die in einem bivergenten Fächerbau angelegten Pyrenäen sind ein Teil der alpinen Gebirgskette Westeuropas, die sich vom nördlichen Rand Iberiens im Westen bis zu den Alpen im Osten zieht (CHOUKROUNE 1992). Das Gebirge besteht aus mehreren Zonen, welche durch Hauptstörungen voneinander abgegrenzt sind. Im Norden befindet sich das aquitanische Vorlandbecken. Dieses wird im Süden von den nördlichen Ausläufern der Nord-Pyrenäen-Zone (NPZ) überschoben. Nach Süden trennt die Nord-Pyrenäen-Störung die NPZ von der Axialzone. Das ECORS Tiefenseismikprofil durch die Pyrenäen konnte die NPZ als Plattengrenze zwischen Iberia und Europa aufzeigen (CHOUKROUNE et al. 1990). Das Basement der Axialzone wird stellenweise von mesozoischen Gesteinen überlagert. Nach Süden folgt die Süd-Pyrenäen-Zone (SPZ). Sie besteht aus einem Deckenstapel mesozoischer und känozoischer Gesteinsserien. Sie grenzen an das Ebrobecken, das während des Paläogens und Neogens mit Molassesedimenten gefüllt wurde (CHOUKROUNE 1992).

3.2 Regionale Geologie der Axialzone

Im Zeitraum von der späten Kreide bis zum Eozän kam es durch die Kollision von Iberia und Europa zur kompressionalen Deformation im Bereich der Pyrenäen. Dabei wurde ein Teil der Iberischen Platte nach Norden unter die europäische Platte subduziert und es kam zur Krustenverkürzung, (CHOUKROUNE 1992, VERGES et al. 2002). In den zentralen Pyrenäen kam es zur Aufwölbung des Gebirges einhergehend mit Krustenverdickung und Exhumierung der Axialzone. Letztere taucht nach Westen unter jüngere Gesteine ab (CARRERAS & CAPELLA 1994), bildet das variszische Basement der Pyrenäen und gehört damit zum Variszikum Europas.

Unterteilt werden kann die Axialzone in drei große lithotektonische Einheiten (Abb. 1). Kalkalkaline Granitoide intrudierten in Serien von Metasedimenten, die wiederum zwischen großen Gneisdomen aus Orthogneis eingelagert sind (DENÈLE et al. 2009a, c). Beispiele für Domstrukturen sind der Aston-, der Hospitalet- und der Bossòst-Dom. Die Protolithe der Orthogneisdomen sind monzogranitische Laccolithen, die in neoproterozoische bis kambrische Pelite intrudierten (MEZGER & RÉGNIER 2016). DELOULE et al. (2002) bestimmten für den Canigou-Orthogneis mittels U/Pb-Datierung von Zirkonen ein Intrusionsalter von 475 ± 10 Ma, COCHERIE et al. (2005) eines von 473 ± 4 Ma. Ein ähnliches Alter von 477 ± 4 Ma wurde für den Roc de France-Dom bestimmt (COCHERIE et al. 2005). Für den Riète-Orthogneis im Hospitalet- und Aston-Dom nannten DENÈLE et al. (2009c) Alter von 470 ± 6 Ma und 472 ± 2 Ma. Die zweite Gesteinseinheit der Axialzone bilden Metasedimentserien. Hierzu zählen nach VISSERS (1992) und DENÈLE et al. (2014) neoproterozoische-ordovizische, grünschiefer- bis amphibolitfazielle Metasedimentserien, silurische Schwarzpelite, unterdevonische Pelite, mitteldevonische Karbonate sowie karbonische, schwach metamorphe Turbidite aus dem Viséum und Namurium sowie Schwarzschiefer bzw. Quarzite aus dem Westphalium. Die dritte Einheit besteht aus den undeformierten, spätvariszischen, granitoiden Intrusionen, wie dem Ax-Granit (ca. 306 Ma, DENÈLE et al. 2014), dem Bassiès-Pluton (ca. 312 Ma, PAQUETTE et al. 1997) oder dem Quérigut-Pluton (ca. 307 Ma, ROBERTS et al. 2000).

Die Axialzone besteht somit aus präkambrischen und paläozoischen Gesteinen, die durch die variszische Orogenese zwischen ca. 350 Ma bis ca. 290 Ma tektonisch beansprucht wurden. Sichtbar wird die variszische Orogenese durch permo-karbone Deformation, kalk-alkalinen Plutonismus und HT/LP-Metamorphose. Die variszisch geprägte Kruste der Axialzone kann klassisch in zwei unterschiedliche strukturelle Stockwerke gegliedert werden. Die erste bildet die sogenannte „Suprastructure“. Sie besteht aus schwach metamorphen, paläozoischen Sedimenten und wird durch enge, aufrechte, WNW-ESE streichende Falten mit steilen achsenparallelen Schieferungen in der oberen Kruste definiert. Sie wird auch als S_1 bezeichnet. Unterlagert wird die „Suprastructure“ von der „Infrastructure“ (S_2) in tieferen Bereichen der Kruste. Diese wird durch präkambrische bis paläozoische Gesteine, die regionalmetamorph (HT/LP) beansprucht wurden, charakterisiert. Sichtbar ist die „Infrastructure“ in Domstrukturen. Sie bildet flach einfallende Foliationsflächen. Es wird angenommen, dass die Bildung beider Strukturen zeitgleich in einem dextral-transpressiven Regime stattgefunden hat (CARRERAS & CAPELLA 1994; MEZGER 2009; CLARIANA, P. & GARCIA-SANSEGUNDO, J. 2009; DENÈLE et al. 2014; COCHELIN et al. 2017a, b). Die Foliation innerhalb der Domstrukturen wird von MEZGER & RÉGNIER (2016) genauer als flache Foliationen in den zentralen Bereichen der Dome und steiler werdende Foliationen in deren Randbereichen beschrieben. Letztere setzt sich in den Kontaktaureolen um die Gneisdomen fort. Dabei überprägt die Foliation der Dome (S_2) penetrativ die Foliation der Sedimente (S_1). Durch die Aufwölbung der Dome kommt es in den Übergangsbereichen zwischen ihnen und ihrer Metasedimenthülle oftmals zur Subparallelität zwischen S_1 und S_2 in einer sogenannten „Transition Zone“ (DENÈLE et al. 2014, MEZGER & RÉGNIER 2016, COCHELIN et al. 2017a, b). Nach CARRERAS & CAPELLA (1994) lassen sich die Deformationsphasen in eine „pre-mainphase“, eine „mainphase“ und eine „post-mainphase“ untergliedern. Die Hauptdeformation der Gesteine der Axialzone wird dabei von allen Autoren als variszisch und damit karbonisch eingestuft. Diese Hauptdeformationsphase wird als D_2 bezeichnet. Nach VISSERS (1992) haben in der Deformationsphase D_2 Drücke von bis zu 4 kbar gewirkt. Die Temperatur lag bei ca. 650 °C. Insgesamt muss die Deformation in einer Tiefe von 15-17 km stattgefunden haben. COCHELIN et al. (2017a, b) gehen anhand von PTT-Pfaden von Drücken von bis zu 4,5 Kbar aus.

In den Gesteinen ist diese Deformation durch das Vorhandensein von Foliationen sichtbar.

Wichtig ist hier, dass oftmals ältere Deformationsphasen von jüngeren überprägt wurden, so dass stellenweise die ältesten Deformationen nicht mehr nachzuvollziehen sind (ZWART 1986). Die variszisch jüngsten Strukturen in der Axialzone sind steil bis senkrecht einfallende, E-W streichende, revers dextrale Störungs- und Scherungszonen. Diese werden der Deformationsphase D_3 zugeordnet. Sie verlaufen parallel zum variszischen Trend. Sie überprägen sowohl „Suprastructure“ als auch „Infrastructure“. Die spätvariszischen, granitoiden Plutone weisen teilweise Scherzonen auf. Daher kann angenommen werden, dass die Scherzonen jünger als die Plutone sein müssen. Teilweise sind die Scherzonen zusätzlich alpidisch reaktiviert und überprägt worden (DENÈLE et al. 2008).

3.3 Spezielle Geologie um Mérens-les-Vals

Die MSFZ ist ein von Ost nach West streichendes, orogenparalleles, mehr als 70 km langes Deformationssystem innerhalb der variszischen Kernzone der Zentralpyrenäen (Abb. 1). Sie trennt den Aston-Gneisdom im Norden und den Hospitalet-Gneisdom im Süden voneinander. Während die Breite der MFSZ im Bereich der westlichen Grenze des Aston-Doms nur einige

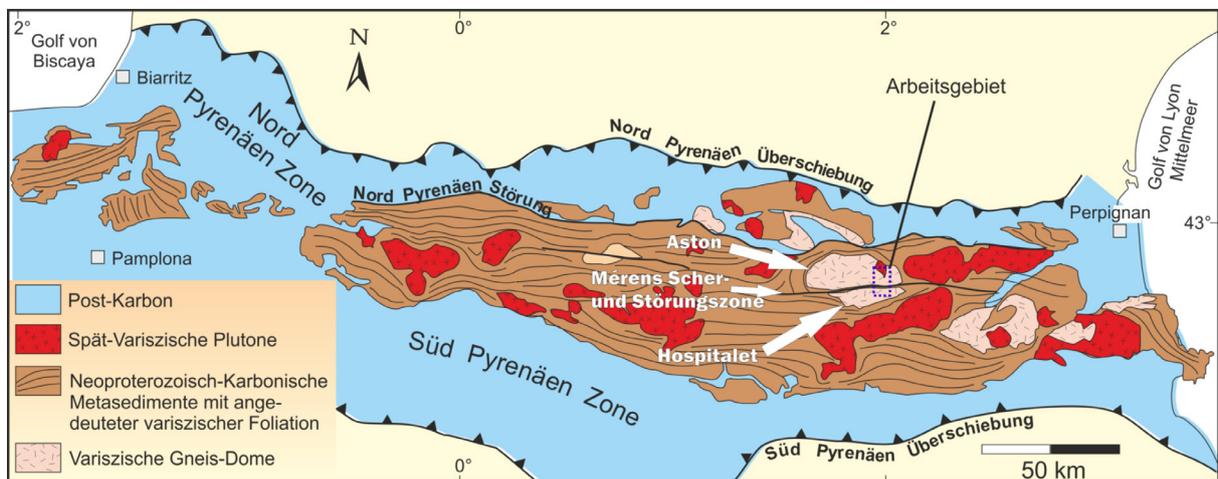


Abb. 1: Die Axialzone der Pyrenäen mit ihren Hauptstrukturen. Angezeigt ist die Position des Arbeitsgebietes (umgezeichnet nach MEZGER et al. 2012).

Meter beträgt, erreicht sie im östlichen Bereich bis zu zwei Kilometer. Dort wird die MSFZ durch ein $N120^\circ E$ -streichendes Scherband durchschnitten. Es trennt die MSFZ vom Quérigut-Pluton (DENÈLE et al. 2008, MEZGER et al. 2012).

Die Kerne der beiden 28 bis 34 km langen bzw. 9 bis 14 km breiten Domstrukturen bestehen aus Augengneisen, die ursprünglich monzogranitische Lakkolithe darstellten (VAN DEN ECKHOUT 1986). Im westlichen Orthogneis des Aston-Doms lassen sich auch Metaleukogranite, Metagranodiorite, Metadiorite und migmatisierte Orthogneise finden. Die Orthogneise tauchen unter den Metasedimentmantel vor allem aus Metapeliten, teilweise aber auch aus glimmerreichen Quarziten und Marmoren ab. Dabei nimmt der Metamorphosegrad von der oberen Amphibolitfazies im Bereich des Kontakts zum Orthogneis mit zunehmender Entfernung bis zur Grünschieferfazies ab (MEZGER et al. 2012). Innerhalb der Domstrukturen können mehrfache duktile Deformations- und Metamorphoseprozesse während der Hauptphase der variszischen Orogenese nachvollzogen werden (MEZGER et al. 2012).

Die Protolithe der Augengneise intrudierten vorwiegend im mittleren Ordovizium (circa 470 Ma, DENÈLE et al. 2009c). Teile des Aston-Doms zeigen zudem Anzeichen eines cadomischen magmatischen Ereignisses (545 Ma, MEZGER & GERDES 2016). In die Orthogneise drangen außerdem karbonisch Granite ein. Nach DENÈLE et al. (2008) besteht die MSFZ auch aus ver-

schiedenen mylonitisierten Gneisen und Plutoniten. Dabei sind letztere als E-W streichende Bänder in die Störungszone eingeschert.

MEZGER et al. (2012) beschreiben die Gesteine der MSFZ genauer. Hierzu wird sie dreigeteilt. Der westliche Teil der MSFZ ist innerhalb der Metasedimente durch diffus verlaufende Scherbahnen definiert. Im Bereich des Port de Soulanet und des Portella de la Rialp wird die Scherzone über Protomylonite und Mylonite sowie stärker gescherte Metasedimente in eine diskrete, schon breitere Scherzone überführt. Im anschließenden östlichen Teil befinden sich Mylonite und Ultramylonite. Die Scherzone verbreitert sich nach einer Verengung zwischen den Gneiskernen der Dome zunehmend. Die gesamte Scherzone erfuhr eine spröde alpidische Überprägung, die als Mérens-Störungszone (MF = Mérens Fault) bezeichnet wird (MEZGER et al. 2012).

Nach DENÈLE et al. (2008) sind etwa E-W bis SE-NW streichende, subvertikal einfallende Foliationsflächen vorhanden. Eine ältere Generation zeigt WNW-eintauchende Lineationen mit dextralem, reverskinematischem Schersinn, eine jüngere subvertikal stehende Lineationen. Diese entstanden durch die Hebung des nördlichen Blocks (DENÈLE et al. 2008). Die meisten Autoren stimmen bei der Interpretation des Schersinns der MSFZ überein: der nördliche Block mit dem Aston-Dom wurde mit einer dextralen Komponente auf den südlichen Hospitalet-Dom aufgeschoben (u.a. MEZGER et al. 2012).

Im Weiteren soll der zentrale Bereich der MFSZ genauer beschrieben werden. Dieser beinhaltet einen etwa 27 km langen Abschnitt, in dem die Gesteine unter *high-strain*-Konditionen deformiert wurden. Er erstreckt sich von Étang de Naguille bis zum Port de Soulanet nahe der Grenze zwischen Andorra und Frankreich. Die Breite der Scherzone reicht hier von weniger als 250 m bis hin zu 1,5 km bei Mérens-les-Vals. Mylonite mit einer subvertikalen Foliation dominieren darin. Weiterhin können die Metasedimente in diesem Teil der Scherzone in Phyllite, Quarzite, Metabrekzien, Metaarkosen, Meta-Mikrokonglomerate, Metasandsteine, Metamergel, Kalksilikate und Marmore unterteilt werden. Zwischen den Metasedimenten sind Pegmatite und Orthogneise als Linsen eingeschert. Diese können Längen von 10 m, aber auch bis zu 100 m aufweisen. Das Vorkommen dieser Linsen ist auf den Bereich nördlich der MF beschränkt. Östlich von Mérens-les-Vals streichen kalkalkaline Granitoide, granitische Pegmatite und mafische Plutonite (Diorit, Gabbro und Tonalit) in einem etwa 10 km langen Band aus (MEZGER et al. 2012). Einzig im Laparan-Tal westlich von Mérens-les-Vals ist ein weiteres Vorkommen von feinkörnigem Metatonalit gefunden worden. DENÈLE et al. (2008) schließen daraus auf eine *en-échelon*-Magmentransferzone. Das transpressive Regime erlaubte es Magmen entlang von Rissen und Spalten in der Scherungszone aufzusteigen. Der Mérens-Pluton, vergleichbar mit den Plutonen von Millas und Quérigut östlich von Mérens, soll im Bereich der Ortschaft Mérens-les-Vals erodiert sein, so dass dort nur die *feeding-zone* erhalten blieb (DENÈLE et al. 2008).

Neben einem horizontalen Versatz gehen VAN DEN EECKHOUT & DE BRESSER (2014) von einem vertikalen Versatz entlang der MSFZ von 4 bis 5 km aus. Bis heute sind die Ereignisse innerhalb der MSFZ nicht absolut datierbar. DENÈLE et al. (2008) schränken dabei die alpidische Aktivität innerhalb der MSFZ auf Überschiebungstektonik ein. MCCAIG & MILLER (1986) versuchten die Mylonite der MSFZ anhand der ^{40}Ar - ^{39}Ar -Methode zu datieren, kamen aber zu keinem schlüssigen Ergebnis. Die alpidischen Alter (100-50 Ma) schließen dabei die variszische Aktivität nicht aus (MCCAIG & MILLER 1986, MEZGER et al. 2012). Aktuelle Arbeiten zeigen, dass mylonitisierte Pegmatite im Bereich von Arcalis Alter von 297 bis 287 Ma aufweisen (SCHNAPPERELLE 2017), so dass sich ein Hinweis auf das Deformationsalter D_3 ableiten lässt.

Profil Mérens-les-Vals

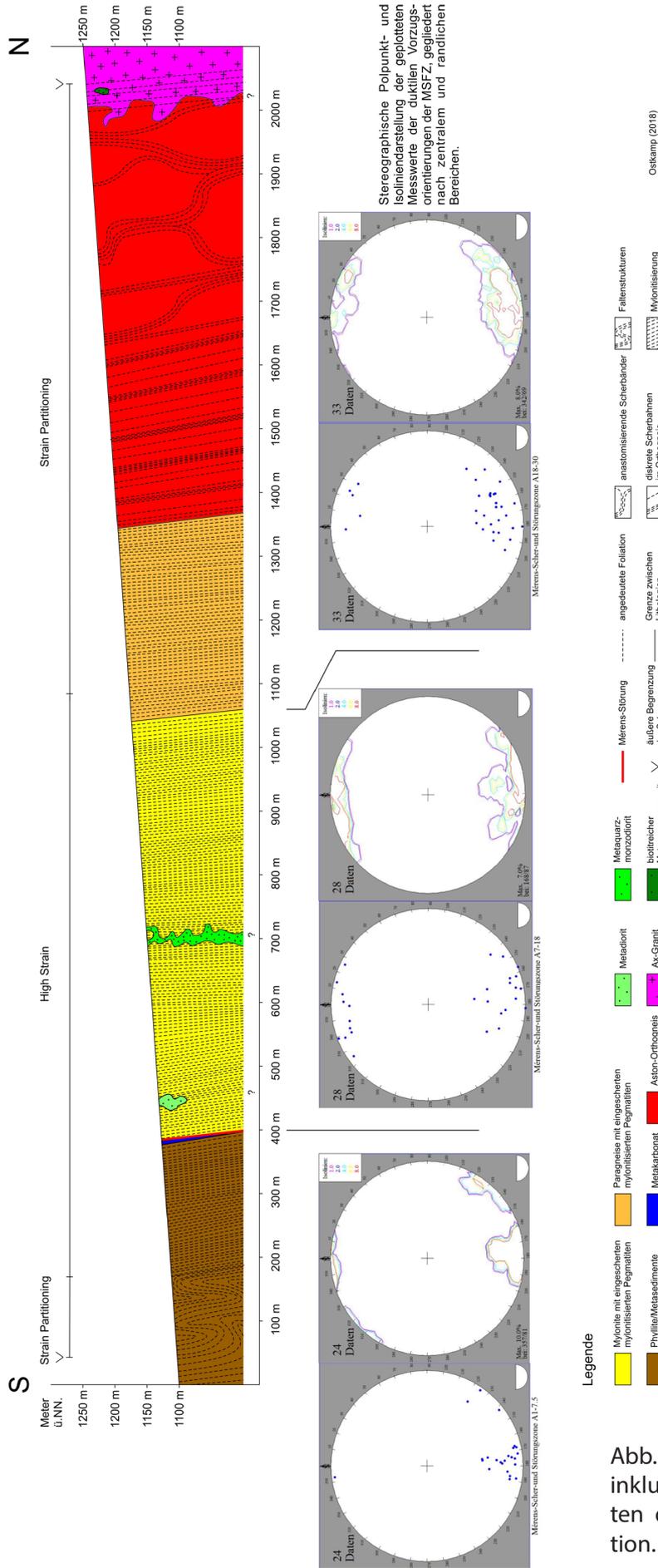


Abb. 2 Profil Mérens-les Vals inklusive stereographischer Daten der variszischen Deformation.

4. Profil Mérens-les-Vals

Im Folgenden wird das aufgenommene, circa 2 km lange Profil nördlich der Ortschaft Mérens-les-Vals durch die MSFZ von Süd nach Nord beschrieben (Abb. 2, 3). Neben der Profilbeschreibung werden zwei weitere Aufschlüsse in der Umgebung von Mérens-les-Vals betrachtet.



Abb. 3: Mérens-les-Vals im Tal der Ariège mit der Position ausgewählter Aufschlüsse im aufgenommenen Profil entlang des Forstwegs (googlemaps 2018)..

4.1 Hospitalet-Orthogneis

Südlich der MSFZ befindet sich innerhalb der Ortschaft Mérens-les-Vals unter der Bahnüberführung über die Straße D322 etwas südlich des Baches Ruisseau du Nabre der hellgraue bis dunkelgraue Hospitalet-Orthogneis (Aufschluss 31; Abb. 4). Hauptbestandteile des Gesteins bilden längliche, oblate, teilweise 1-2 cm lange und bis zu 0,5 cm breite Feldspataugen in einer Matrix aus Quarz und Glimmern. Dies stimmt mit der Analyse von MEZGER & RÉGNIER (2016) überein, die monzogranitische Laccolithe als Protolithe der Orthogneisdome annehmen. Anhand der eingeregelter Feldspäte lässt sich deutlich die Gneisfoliation des Hospitalet-Orthogneis (S_2) erkennen (23/70). Makroskopisch lassen sich in diesem Aufschluss keine Anzeichen für Deformation D_3 ausmachen, da keine Mylonitisierung vorliegt.



Abb. 4: Folierter Hospitalet-Orthogneis im Aufschluss 31.

4.2 Aston-Orthogneis

Aufschluss 32 befindet sich im Tal des Flusses L' Ariège am Straßenrand der Nationalstraße N20, etwas außerhalb der Ortschaft Mérens-les-Vals in Richtung Ax-les-Thermes (GPS: 42°39.913' N; 1°50.028' E). In diesem Straßenanschnitt ist der D₃-tektonisch beanspruchte, graue bis dunkelgraue, teilweise schwach bläuliche Aston-Orthogneis innerhalb der Scherzone mylonitisch überprägt aufgeschlossen (Abb. 5).

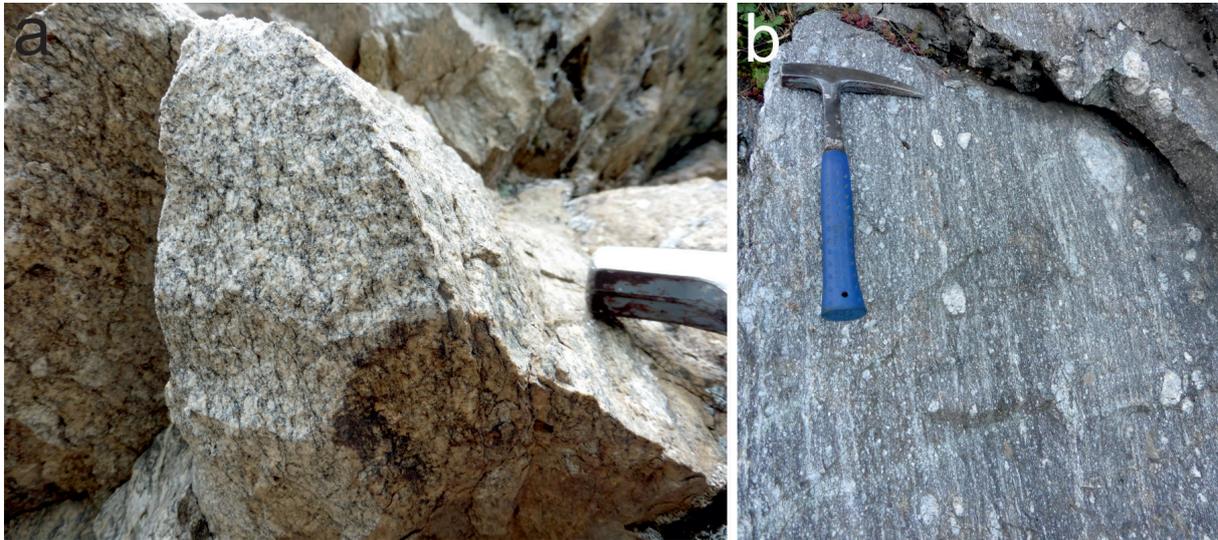


Abb. 5: a) Typischer Aston-Orthogneis im Aufschluss 25. b) Im mylonitisierten Aston-Orthogneis lassen sich makroskopisch deutlich die großen Φ -Klasten in der Matrix sowie die gut ausgebildete Foliation erkennen, Aufschluss 32.

Länglich-ovale Feldspäte als Φ -Klasten lagern in einer Matrix aus Quarz und Glimmern. Die Größe der Feldspatagen erreicht maximal 8 cm Länge und 5 cm Breite; meist sind die Klasten jedoch zwischen 0,5 cm und 3 cm lang und zwischen 0,3 cm bis 1,5 cm breit. Die Foliationsfläche zeigt Gefügewerte von 332/73 und 334/76. Diese spiegeln deutlich die Hauptorientierung der MSFZ im aufgenommenen Profil wieder. Im Gegensatz dazu ist der Aston-Orthogneis in Aufschluss 25 makroskopisch selten mylonitisiert und daher meist nur D₂ deformiert.

4.3 Aufschlüsse am Forstweg Mérens-lesVals

Aufschluss 1 des Profils Mérens-les-Vals befindet sich an der D322 etwas oberhalb der Ortschaft bei 42°39.529' N und 1°50.411' E. In diesem Straßenanschnitt sind graue bis graubraune, feinkörnige, eng foliierte, phyllitisch glänzende Quarzphyllite des Hospitalet-Sedimentmantels mit einem Mineralbestand von 60 % Quarz, 35 % Muskovit und 5 % Plagioklas aufgeschlossen. Die runden bis subrunden Quarz- und Plagioklaskörner haben Größen von maximal 10 μm . Die Muskovite, kleiner als 1 μm , liegen meist als eingeregelte Schüppchen in den Foliationsflächen vor. Die Phyllite zeigen ein lepidoblastisches Gefüge und eine *disjunctive cleavage* (alle englischen Begriffe sind nach PASSCHIER & TROUW (2005) definiert und kursiv dargestellt). Es ist ein Wechsel zwischen quarzreichen und muskovitreichen Lagen erkennbar. Selten lassen sich kleine, mäßig ausgeprägte *c'-type* Scherbänder mit dextralem Schersinn erkennen. Sie sind vor allem in den Muskovit-reichen Lagen ausgebildet. Einfache Biegefallen sind im Quarzphyllit zu beobachten. Stellenweise ist zusätzlich eine Krenulationsfaltung ausgebildet (Abb. 6). Bis zu 16 cm lange und bis zu 5 cm breite Boudins aus Milchquarz indizieren einen dextralen Schersinn. Die Foliation innerhalb des Aufschlusses fällt mit circa 85 ° steil

nach Nord ein. In Aufschluss 1 ist noch eine randständige tektonische Beanspruchung durch die MSFZ auszumachen. In den Quarzphylliten verläuft S_n subparallel zu S_0 , der sedimentären Lagerung (Abb. 7).

Aufschluss 2 befindet sich nördlich des ersten Aufschlusses zwischen Meter 50 und 75 am Forstweg. Es sind ebenfalls braune, graubraune und graue Quarzphyllite aufgeschossen. Sie sind allerdings stärker deformiert als zuvor und zeigen keine makroskopischen Faltenstrukturen mehr. Die engständige Foliation des Gesteins fällt mit circa 80° nach Süden ein und ist deutlich sichtbar (Tafel 1).

Mikroskopisch machen etwa 70 % Quarz und 30 % Muskovit den Mineralbestand aus. Die runden bis subrunden Quarzkörner haben Größen von bis zu $100\ \mu\text{m}$. Die Muskovite liegen zum Großteil als eingeregelter, aneinandergereihte Schüppchen mit Größen unter $1\ \mu\text{m}$ vor. Selten sind sie als größere, bis zu $10\ \mu\text{m}$ lange Plättchen ausgebildet. Das Gefüge lässt sich als grano- bis lepidoblastisch beschreiben. Die Foliation zeigt eine *disjunctive cleavage*. Innerhalb des Gesteins sind, deutlicher als in Aufschluss 1, *c'-type* Scherbänder ausgebildet. Sie zeigen einen dextralen Schersinn. Die *strain*-Zunahme lässt sich anhand einer deutlichen Einregelung der Quarzminerale in Richtung der Foliationsflächen nachvollziehen. Die bis zu $10\ \mu\text{m}$ Quarzkörner zeigen neben der Subkornbildung bereits dynamische Rekristallisation in Richtung der Foliation. Neben den Scherbändern ist mikroskopisch eine feine Scherfältelung im

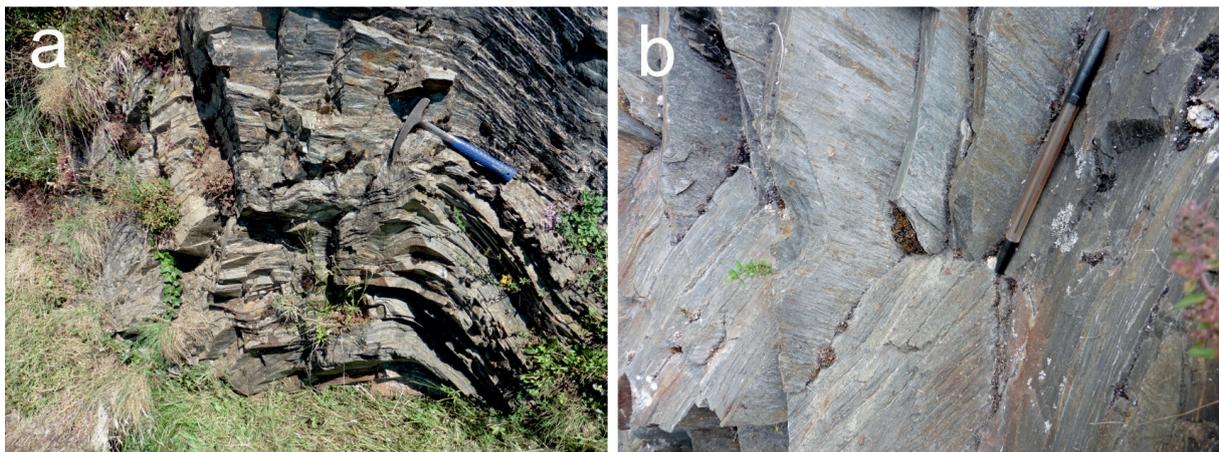


Abb. 6: a) Faltenstruktur in den Quarzphylliten des Aufschluss 1. b) Krenulationsfaltung auf Foliationsflächen desselben Aufschlusses.

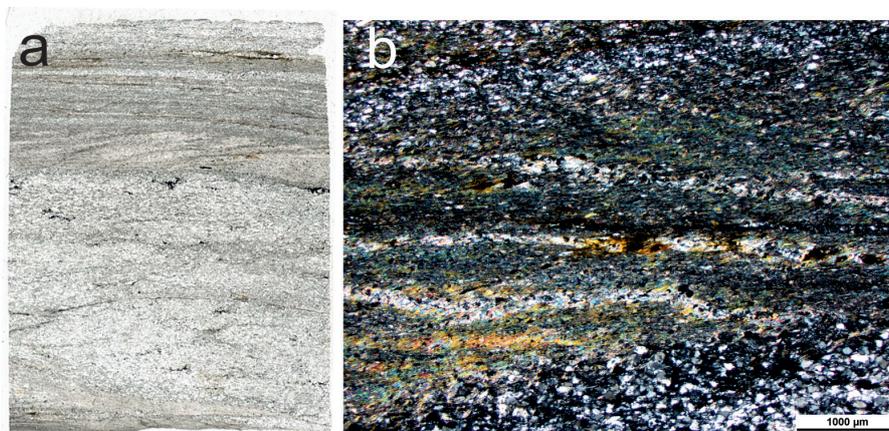


Abb. 7: a) Scan des Dünnschliffes 1.1 ($2,7\ \text{cm} \times 2,0\ \text{cm}$) mit sichtbarer S_n und S_{n+1} . b) Dünnschliffbild der Probe 1.1, XPL. Muskovite zeigen bunte Interferenzfarben, Quarz und Feldspat schwarz-weiße Farben. S_0 vermutlich subparallel S_n wird durch den Materialwechsel sichtbar. S_{n+1} verläuft im spitzen Winkel dazu.

Dünnschliff erkennbar, die von Scherbahnen durchsetzt wird. Die Falten lassen sich teilweise als *positive slip flanking folds* klassifizieren (Abb. 8). Die Länge der Scherbahnen variiert. Stellenweise sind die Quarzkörner als σ -Klasten ausgebildet. Wie in Aufschluss 1 lässt sich die Foliation der Phyllite S_n zuordnen. Die *c'*-type-Scherbahnen verlaufen mit einem Winkel von 30° zur Foliation S_n .

In den Aufschlüssen 3 bis 6 zwischen Meter 173 und Meter 346 des Profils sind ebenfalls meist graue, graubraune bis braune, plattig nach den Foliationsflächen brechende und daher recht instabile Phyllite aufgeschlossen. Makroskopisch lassen sich aufgrund der Feinkörnigkeit des Metasediments bis auf die Muskovitplättchen keine Minerale erkennen. Die Foliation ist meist engständig und fällt steil nach N oder S ein. Es ist davon auszugehen, dass dies auf intensivere Scher- und Deformationsprozesse infolge höheren *strain* zurückzuführen ist. Es wird angenommen, dass diese Phyllite bereits im *high-strain*-Bereich der MSFZ deformiert wurden.

Spätestens in Aufschluss 7 bei Meter 378 des Profils beginnt der *high-strain*-Bereich der Scherzone. Sichtbar ist hier eine graublau bis braun verwitternde, im Anschlag bläuliche, teilweise hellgraue bis weiße, weniger als 1 m breite Linse eines mylonitisierten Kalksteins (Abb. 9). Darin wechsellagern 1-4 mm dicke Karbonate mit feinen, millimeterdicken, ockerfarbenen, langgestreckten Phyllitlagen (Tafel 1). Innerhalb Letzterer lassen sich teilweise rostrote bis braune, verwitterte Muskovitschüppchen erkennen. Die steilstehende Foliation streicht etwa E-W und fällt mit ca. 65° nach Nord ein.

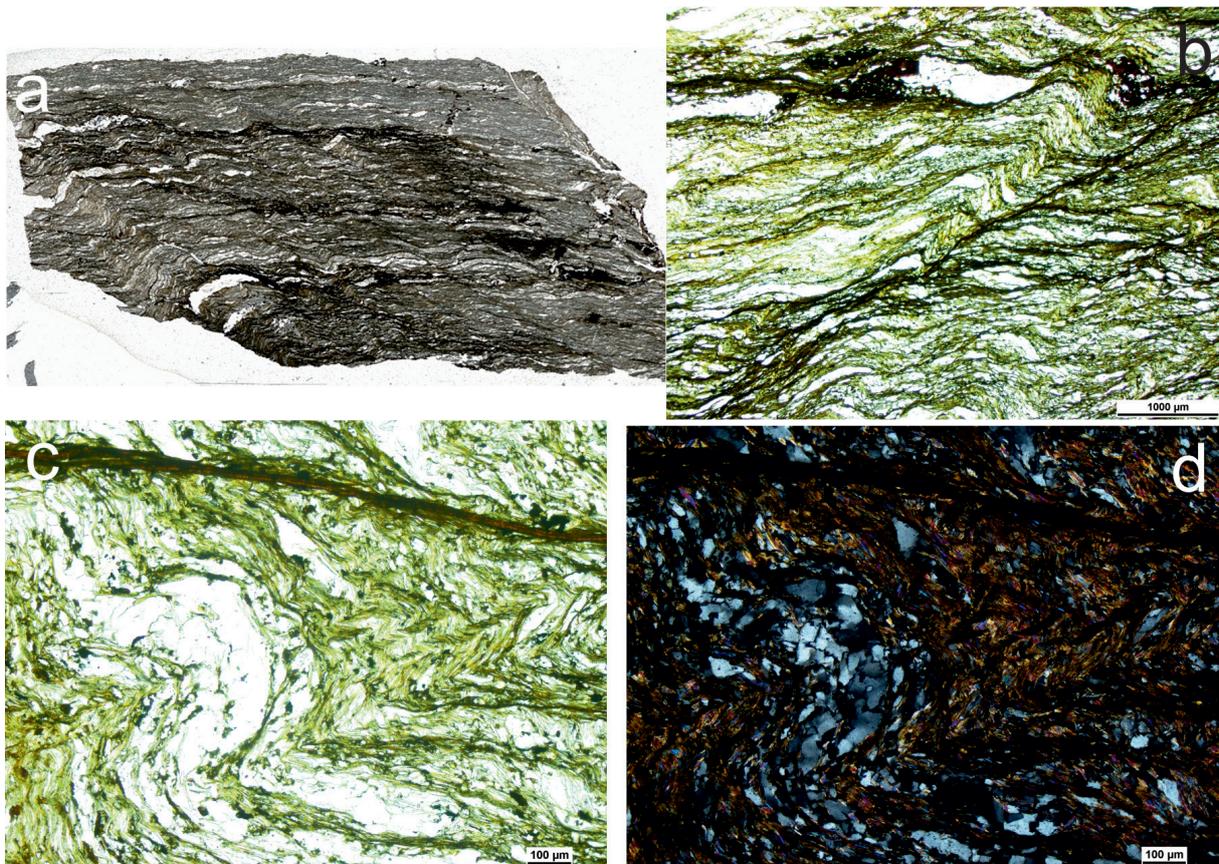


Abb. 8: a) Gescannter Dünnschliff 2.1 (2,7 cm x 1,9 cm) mit deutlichen *c'*-type Scherbändern. b) EPL-Aufnahme des chloritisierten, gefalteten Quarzphyllits (Probe 2.1). Die sichtbaren Faltenstrukturen sind als *positive slip flanking folds* entlang einer bifurcaten Scherbahn ausgebildet. c, d) Vergrößerte EPL- und XPL-Aufnahmen der Faltenstruktur.



Abb. 9: Mylonitisierte Kalksteinlinse in Phylliten. Aufschluss 7.

Mikroskopisch zeigt das mylonitisierte Karbonat einen Mineralbestand von 79 % Kalzit mit gut sichtbaren Zwillingslamellen (Abb. 10). Teilweise chloritisierte Muskovite (13 %) und einige Quarz- und Feldspatkörner (8 %) machen die Nebenbestandteile aus. Als Akzessorien findet sich Graphit. Die Kalzite zeigen selten Größen über 5 μm , in rekristallisierten Bereichen sind Kalzite von bis zu 400 μm sichtbar (Abb. 10). Die Muskovite sind als bis zu 500 μm lange, aber maximal 5 μm breite Minerale vorhanden. Neben den Kalziten sind auch die Muskovite als größere Schuppen in die Foliation eingeregelt. Die Quarz- und Feldspatkörner zeigen Größen von bis zu 10 μm und liegen als gut gerundete Klanten vor. Das Gefüge lässt sich als mylonitisch bis granoblastisch beschreiben. Das Karbonat weist eine *disjunctive cleavage* auf. Teilweise lassen sie sich als σ -Klanten mit einem dextralen Schersinn klassifizieren. Aufgrund der Mylonitisierung ist die Foliation als S_m (für $S_{\text{mylonitisch}}$) zu bezeichnen. Diese entstand während der Deformationsphase D_3 , in der die MSFZ angelegt wurde. Es sind keine Rückschlüsse auf die ursprünglichen älteren Foliationen möglich.

Bei Profilmeter 380 steht ein feinkörniges, dunkelgraues bis braunes, im Anschlag dunkelgraues bis hellgraues, deutlich foliiertes Metasediment an. Neben eingeregelteten Muskoviten lassen sich feine Quarz und Feldspatkörner erkennen. Mikroskopisch zeigt es eine Zusam-

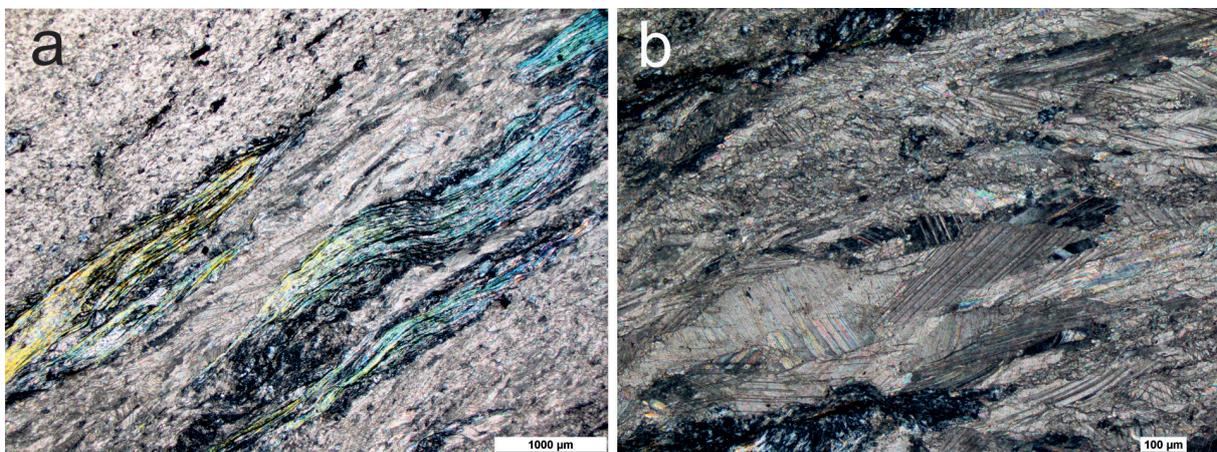


Abb. 10: a) Mylonitisiertes Karbonat mit eingescherten Muskovitlagen (Dünnschliff 7.2, XPL-Aufnahme). b) Neben zerscherten Kalziten sind auch rekristallisierte, hypidiomorphe Kalzite ausgebildet (Dünnschliff 7.2, XPL-Aufnahme).

mensetzung von 55 % Quarz, 30 % Muskovit, 10 % Orthoklas und 5 % Plagioklas. Die Feldspatklasten können Größen von bis zu 1 mm erreichen und sind teilweise stark serizitisiert. (Abb. 11). In Anlehnung an FÜCHTBAUER's (1988) Nomenklatur der Sandsteinklassifikation war das Ursprungssediment wohl eine Feldspat-führende Grauwacke. Der Quarz liegt meist in rekristallisierter Form vor. Die Muskovite sind als deformierte Schüppchen in die Foliation eingeschert. Sie haben Größen von maximal 10 μm . Eine *disjunctive cleavage* mit einigen ausgeprägten Scherbändern ist zu beobachten. Sie lassen sich als *c'-type*-Scherbänder klassifizieren. Oft sind Muskovitstränge durch die Scherung auseinandergerissen worden. Die Quarze und Feldspäte sind zu σ -Klasten modifiziert. In ihrem Bereich ist angedeutet ein *stair-stepping* erkennbar. Anhand der Druckschatten lässt sich ein sinistraler als auch dextraler Schersinn ableiten. Die Quarze zeigen Subkornbildung und dynamische Rekristallisation, die vor allem im Bereich der Scherbahnen auftritt. Neben der mylonitischen Foliation (S_m) der MSFZ lassen sich Relikte einer ehemaligen Foliation S_n in einer Scherfalte erkennen (Abb. 11).

Hin zu Aufschluss 8 zwischen Meter 423 und 425,5 des Profils steigt der Grad der Mylonitisierung erneut an. Die Mylonite werden nach ihrem Matrixanteil nach SCHMID & HANDY (1991) sowie PASSCHIER & TROUW (2005) klassifiziert. Das in diesem Bereich aufgeschlossene, feinkörnige, zerscherte und foliierte Metasediment zeigt eine graue bis graubraune Verwitterungsfarbe. Weißliche, runde, große Minerale, u.a. Feldspäte, sind in einer grauen bis dunkel-

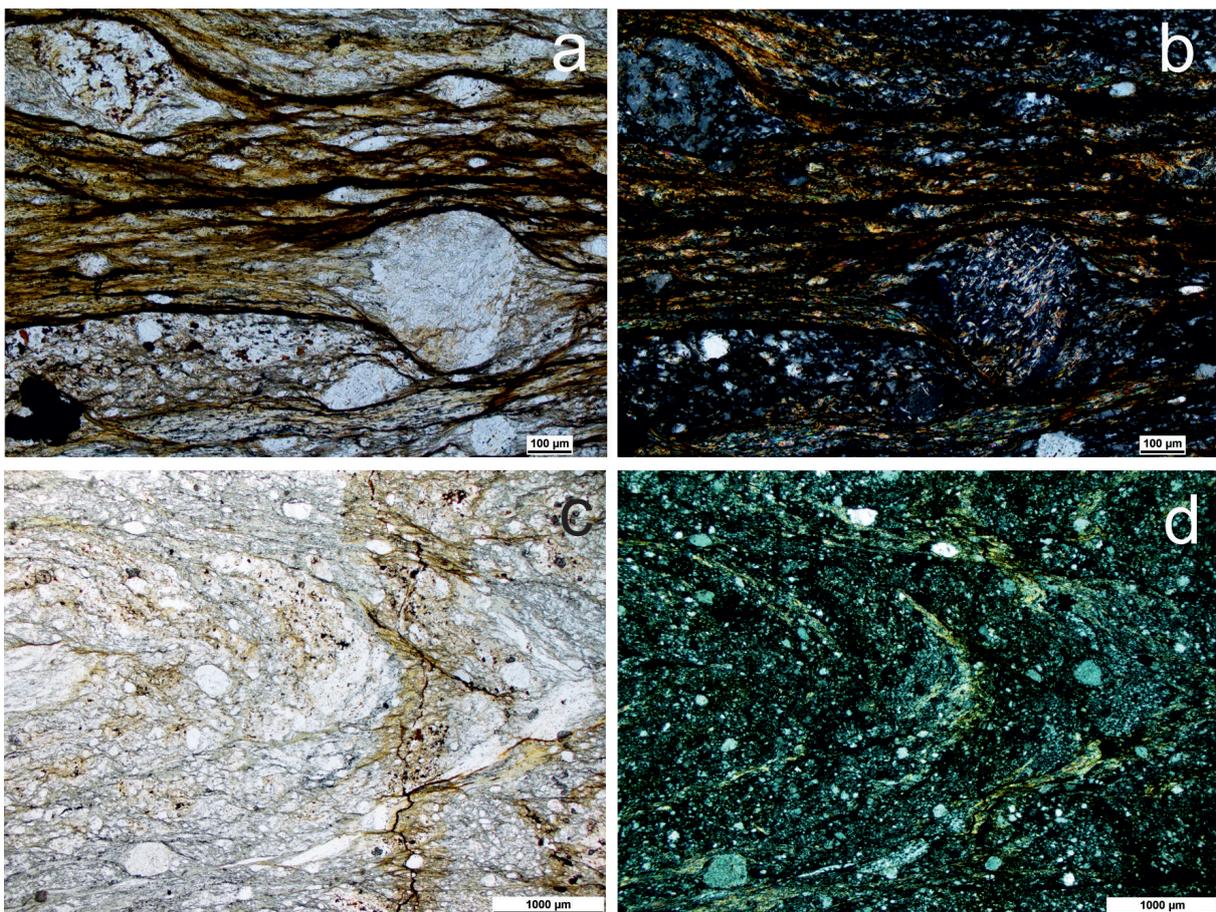


Abb. 11: a, b) σ -Feldspatklasten in einer S_m -parallelen Scherbahn. Die Klasten zeigen koaxiale und non-koaxiale Deformation. Unter XPL wird die Serizitisierung des Feldspats deutlich. c, d) Scherfaltung einer Metagrauwacke. Sichtbar sind Feldspatklasten und Muskovitbändern in einer Matrix aus mylonitisertem Quarz und Feldspat. Spröde Risse durchziehen das Gestein. (EPL- (a, c) und XPL-Aufnahmen (b, d), Dünnschliff 7.5).

grauen Matrix erkennbar (Tafel 2). Mikroskopisch kann ein Mineralbestand von 35 % Plagioklas, 14 % Quarz, 10 % Orthoklas, 10 % Muskovit und 5 % Mikroklin ermittelt werden. Hinzu kommen 1 % opake Minerale und ein Anteil von 25 % Matrix. Die oftmals serizitisierten Feldspatklasten sind im Durchschnitt bis 1 mm groß; einige erreichen Größen bis zu 2,5 mm. Der Quarz ist größtenteils dynamisch rekristallisiert. Das Gestein lässt sich damit als Protomylonit klassifizieren. Die Scherbänder lassen sich dem *c'-type* zuordnen.

Makroskopisch lässt sich in dem Gestein eine nachträgliche, spröde Deformation anhand von Rissen erkennen, die sich auch mikroskopisch anhand zerstörter Quarzkörner zeigt.

In Aufschluss 9 bei Meter 458,5 des Profils kommt es erneut zu einem Wechsel in der Lithologie. Der foliierte, mafische Magmatit ist kompakt und dunkelgrau (Abb. 12). Er weist teilweise auch bläuliche und grüne sowie gelegentlich hellgraue und weißliche Farbtöne auf. Sichtbar sind Feldspäte in einer mafischen Matrix mit Biotitplättchen (Tafel 2). Im Dünnschliff wird die makroskopische Ansprache bestätigt. Der Mineralbestand beläuft sich auf 45 % Plagioklas, 17 % Biotit, 15 % Amphibol und 5 % andere Feldspäte. Hinzu kommt ein Anteil von 8 % retrograd gewachsenem Chlorit und 10 % dynamisch rekristallisiertem Quarz. Plagioklase, Biotite, Chlorite, Orthoklase und Mikrokline zeigen Größen um 1 mm. Die Plagioklase zeigen häufig einen Zonarbau (Abb. 12). Stellenweise sind die Feldspäte in rekristallisierter Form sichtbar. Die Amphibole sind mit bis zu 800 µm etwas kleiner. Letztere bilden teilweise σ -Klasten aus, die anhand von Drucklösung erkennbar sind (Abb. 12). Der Mineralbestand und die Foliation des Gesteins lassen auf einen alterierten Metadiorit schließen. Dieser ist in einen Protomylonit transformiert. Die *rough spaced foliation* zeigt mit 345/64 und 357/63 die Vorzugsrichtung der MSFZ an. Sie kann somit als S_m bezeichnet werden. Spröde Deformation zeigt sich an zerbrochenen Mineralen, deren Risse sekundär mit Quarz verfüllt sind. Es ist kein eindeutiger Schersinn im Metadiorit ermittelbar.

Auf den Metadiorit folgt in Aufschluss 10 zwischen Meter 465 und Meter 487 des Profils weißer bis gräulicher Mylonit. In der feinkörnigen Matrix lassen sich makroskopisch keine Minerale bestimmen. Im Aufschluss sind wenige spröde Brüche ohne Vorzugsrichtung erkennbar. Die Foliation zeigt mit 327/85 die Vorzugsorientierung S_m der MSFZ an. Innerhalb des mylonitisierten Gesteins sind klar definierte Scherbänder ausgebildet. Ihre Länge beträgt ca. 1-2 m und ihre Breite zwischen 4-5 cm. Sie zeigen einen dextralen Schersinn an. Eine Aussage über das Edukt des Mylonits kann im Aufschluss nicht getroffen werden. Eine Dünnschliffanalyse liegt nicht vor.

Zwischen Meter 496 und Meter 502,5 des Profils im Aufschluss 11 sind zerscherte Pegmatite aufgeschlossen. Diese zeigen sowohl im verwitterten Zustand als auch im frischen Anschlag hellgraue bis weißliche Farbtöne. Die hellen Flächen werden teilweise von dunkleren, braunen bis dunkelgrauen Schlieren durchzogen. 1 bis 3 mm große Feldspatklasten sind charakteristisch. 40 % Quarz, 30 % Orthoklas, 15 % Plagioklas und 10 % Muskovit bilden den Mineralbestand. Hinzu kommen 5 % opake Minerale. Der Quarz zeigt Subkornbildung und dynamische Rekristallisation. Die Muskovite bilden Stränge von aneinandergereihten Schüppchen. Sie haben Größen von wenigen Mikrometern. Das Gefüge ist als porphyroklastisch zu beschreiben (Abb. 13). Teilweise bilden die Orthoklase und der Quarz ein Durchdringungsgefüge (granulare Implikation, Abb. 13, PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF 1993). Die S_m -entsprechende mylonitische Foliation entspricht einer *spaced anastomosing cleavage*.

Aufschluss 12 besteht aus einer unregelmäßigen Wechselfolge von gescherten, teils boudinierten Pegmatiten und Protomyloniten (Abb. 14). Während der Pegmatit die gleichen, meist weißen Farben wie im vorherigen Aufschluss zeigt, heben sich die Protomylonite durch graue bis dunkelgraue Farbtöne vom Pegmatit ab. In letzterem lassen sich große Feldspäte, Quarz und Glimmer voneinander unterscheiden (Tafel 3). Der Pegmatit zeigt mit 40 % Plagioklas,

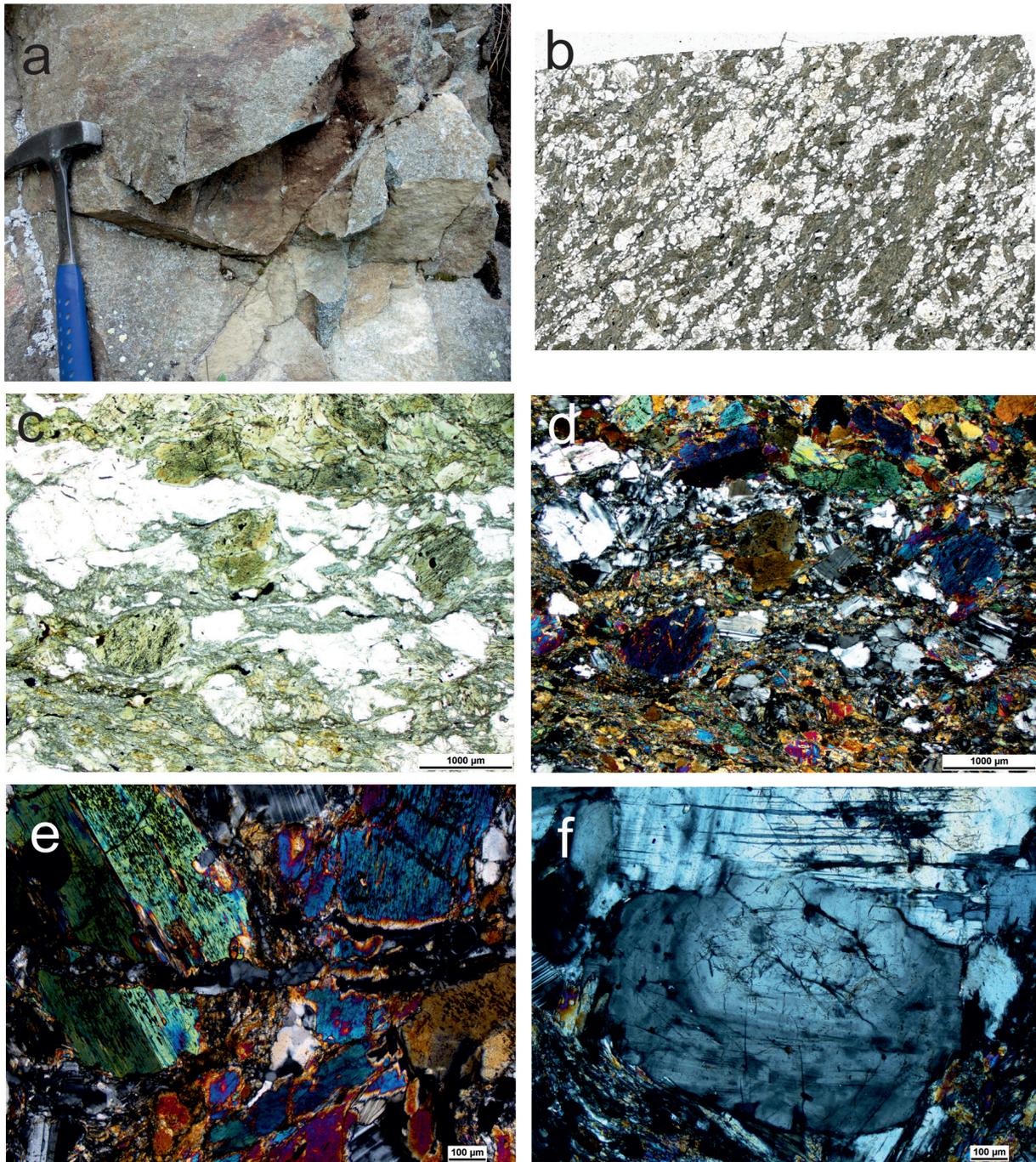


Abb. 12: a) Metadiorit in Aufschluss 9. b) Der Scan des Dünnschliffs 9.1 (3,6 cm x 2,1 cm) zeigt eine deutliche Foliation. c, d) Protomylonitisierter, in Bereichen mylonitisierter Metadiorit. Sichtbar sind bläuliche und braune Amphibole mit sechseckigen Kopfschnitten zwischen Plagioklasfragmenten, Quarz und Chloriten/Biotiten. Die σ -Klasten der Amphibole sind im Hellfeld deutlich sichtbar. e) Spröd gebrochener Chloritzwilling in alterierten Biotiten. Die Bruchzone ist mit Quarz verheilt. f) Zonierter Plagioklas. (EPL- (c) und XPL-Aufnahmen (d, e, f), Dünnschliff 9.1).

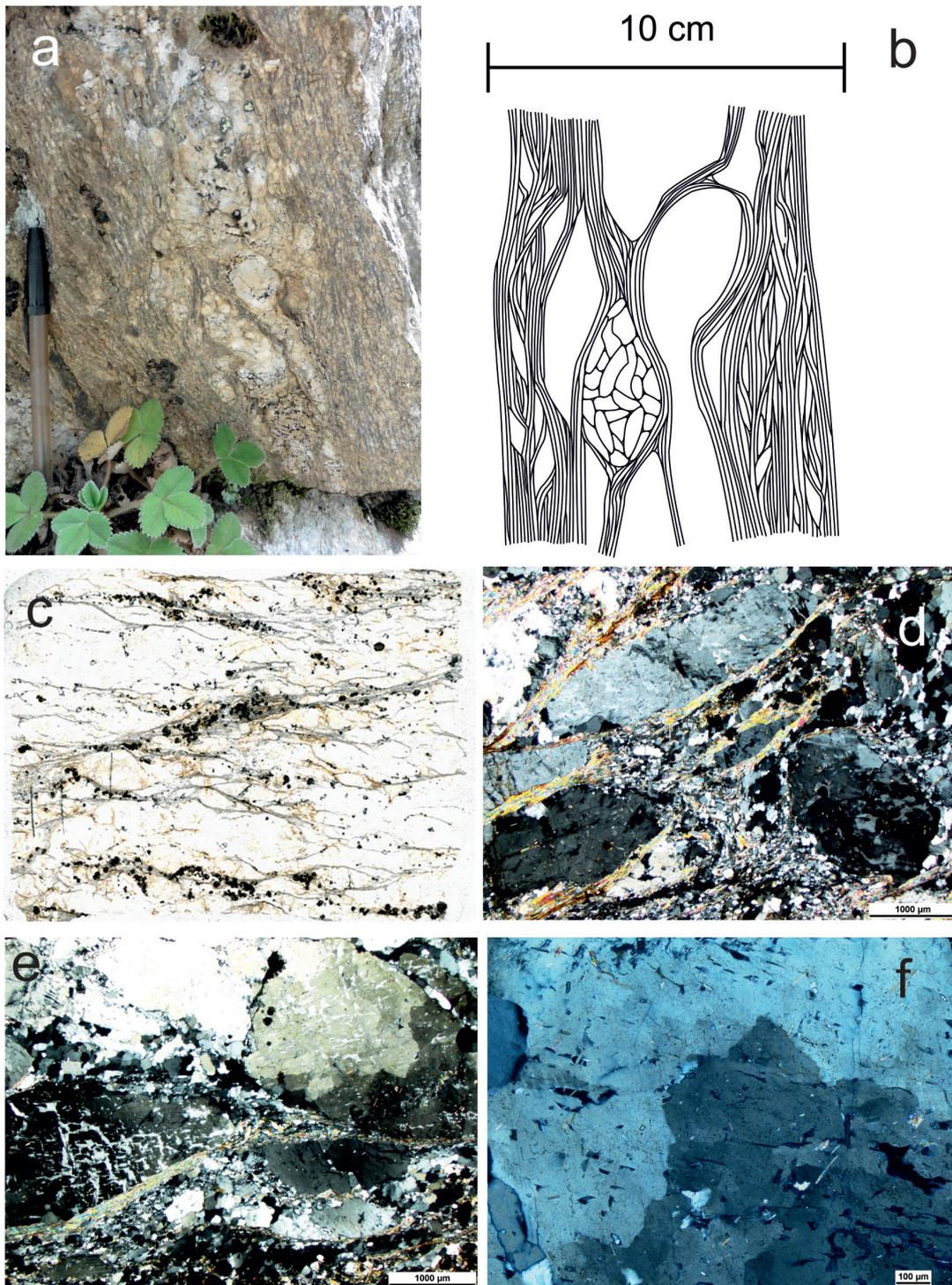


Abb. 13: a) Mylonitisierter Pegmatitgang in Aufschluss 11. b) Die Detailskizze des Aufschlusses verdeutlicht die unterschiedlich stark gescherten Bereiche und den Verlauf der mylonitischen Foliation. c) Scan des Dünnschliffs 11.1. mit deutlicher S_m und c' -type Scherbändern. d) Foliationsflächen-bildende Muskovite (bunte Interferenzfarben), welche große Feldspatklasten voneinander separieren. Dynamisch rekristallisierte Quarz sowie eine Scherbahn (Bild unten) sind ebenfalls sichtbar. e) Durchdringungsgefüge von Quarz und Orthoklas nach PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF (1993). f) Subkornbildung im Feldspat. Auch hier ist ein Durchdringungsgefüge zu sehen (XPL-Aufnahmen (d, e, f), Dünnschliff 11.1).

24 % Orthoklas, 20 % Quarz und 15 % Muskovit sowie 1 % opake Minerale eine etwas plagioklasreichere Zusammensetzung als der Pegmatit des Aufschlusses 11. Die Mineralgrößen erreichen 4 mm bei den Feldspäten, zwischen denen sich der Quarz als rekristallisierte Masse befindet. Die Muskovite bilden meist feine Stränge von aneinandergereihten Schüppchen innerhalb der Scherbahnen. Es kann eine *rough spaced cleavage* festgestellt werden.

Im Protomylonit sind weißlich bis gräuliche Feldspatklasten in einer dunkelgrauen feinen Matrix erkennbar. Damit ähnelt er makroskopisch den Myloniten der Aufschlüsse 9 und 10, ist aber etwas gröber ausgebildet. Der Protomylonit zeigt eine Zusammensetzung von 29 % Plagioklas, 15 % Quarz, 15 % Orthoklas und 10 % Biotit bzw. Muskovit. Die Feldspatklasten sind bis zu 1200 µm groß und bilden eine Augentextur innerhalb des Protomylonits (Abb. 13). Der Quarz ist innerhalb der Scherbahnen dynamisch rekristallisiert. Es sind ebenfalls opake Minerale als Akzessorien enthalten. Hinzu kommt ein Anteil von 25 % unbestimmbarer Matrix. Das Edukt des Protomylonits könnte Aston-Orthogneis gewesen sein. In Muskovitreichen Lagen sind Scherbänder zu erkennen. Es ist eine deutliche mylonitische Foliation, S_m , ausgebildet (Abb. 14).

In den beiden folgenden kleinen Aufschlüssen 13 und 14 sind erneut Protomylonite aufgeschlossen. Diese ähneln denen in Aufschluss 12. In Aufschluss 14 ist ein Quarzband eingeschert. In beiden Aufschlüssen ist die Vorzugsorientierung S_m der MSFZ sichtbar.

Aufschluss 15 befindet sich zwischen Meter 674 und Meter 722 des Profils. In ihm ist ähnlich Aufschluss 12 eine Wechselfolge von gescherten Pegmatiten und Protomyloniten aufgeschlossen (Tafel 3, 4). Zwischen Meter 704,5 und Meter 707 ist zusätzlich ein grauer bis dunkelgrauer, foliierter Quarzmonzodiorit in einem Pegmatit eingeschaltet (Abb. 15). Er zeigt weißliche Plagioklase in einer schwarzen Matrix mit Biotit. Die gesamte Foliation zeigt mit 349/85 ebenfalls S_m an.

Im Dünnschliff zeigt die Intrusion einen Mineralbestand von 60 % Plagioklas, 10 % Quarz, 19 % Biotit, 10 % Alkalifeldspäte und 1 % Muskovit. Die Feldspäte zeigen teilweise Zonarbau (Abb. 16). Nach dem Streckeisen-Diagramm spricht dieser Mineralbestand für einen Quarzmonzodiorit. Aufgrund der Deformation wird das Intrusionsgestein aus Aufschluss 15 als Metaquarzmonzodiorit benannt. Die Foliation lässt sich als *disjunctive cleavage* beschreiben (Abb. 16).

Der deformierte Pegmatit zeigt einen Mineralbestand von 40 % Orthoklas, 20 % Plagioklas, 20 % Quarz sowie 15 % Muskovit und 5 % Biotit. Dabei liegen 1-2 mm große, meist spröde gebrochene Feldspatklasten in Scherbahnen aus rekristallisiertem Quarz und feinen, zerstörten Glimmerschüppchen. Innerhalb des Pegmatits ist eine *rough spaced cleavage* ausgebildet.

Die Protomylonite bestehen aus 40 % Plagioklas, 20 % Quarz, 10 % Alkalifeldspäten, 10 % hellen und dunklen Glimmern sowie 20 % undefinierbarer Matrix. Bis zu 1 mm große, augenförmige Feldspatklasten liegen in einer Matrix aus feinen deformierten Glimmerschüppchen und fein rekristallisiertem Quarz. Es ist eine mylonitische *disjunctive cleavage* ausgebildet. Teilweise lassen sich die feinen Scherbänder dem *c'-type* zuordnen. Neben den Grenzen zwischen den Lithologien zeigen vor allem die Pegmatite viele deutliche Deformationsstrukturen, u.a. isoklinale Scherfalten. Diese zeigen den High-Strain-Bereich der MSFZ an. Deutlich wird, dass sich die Faltenschenkel der Orientierung von S_m anpassen (Abb. 17). Insgesamt sind die Pegmatite deutlich in Richtung S_m eingeschert. Dies spricht für ihre syntektonische Intrusion. Die Breite der Pegmatitlagen erreicht bis zu 1 m. Stellenweise orientieren sich die Pegmatite an *en-échélon*-Klüften und füllen diese aus. Auch wenn die Foliation der Gesteine aufgrund der verwitterten Oberfläche nicht immer deutlich zu erkennen ist, erweist sie sich im zentralen Bereich engständiger als in den Randbereichen, wo sie deutlich weitständiger zu beobachten ist.

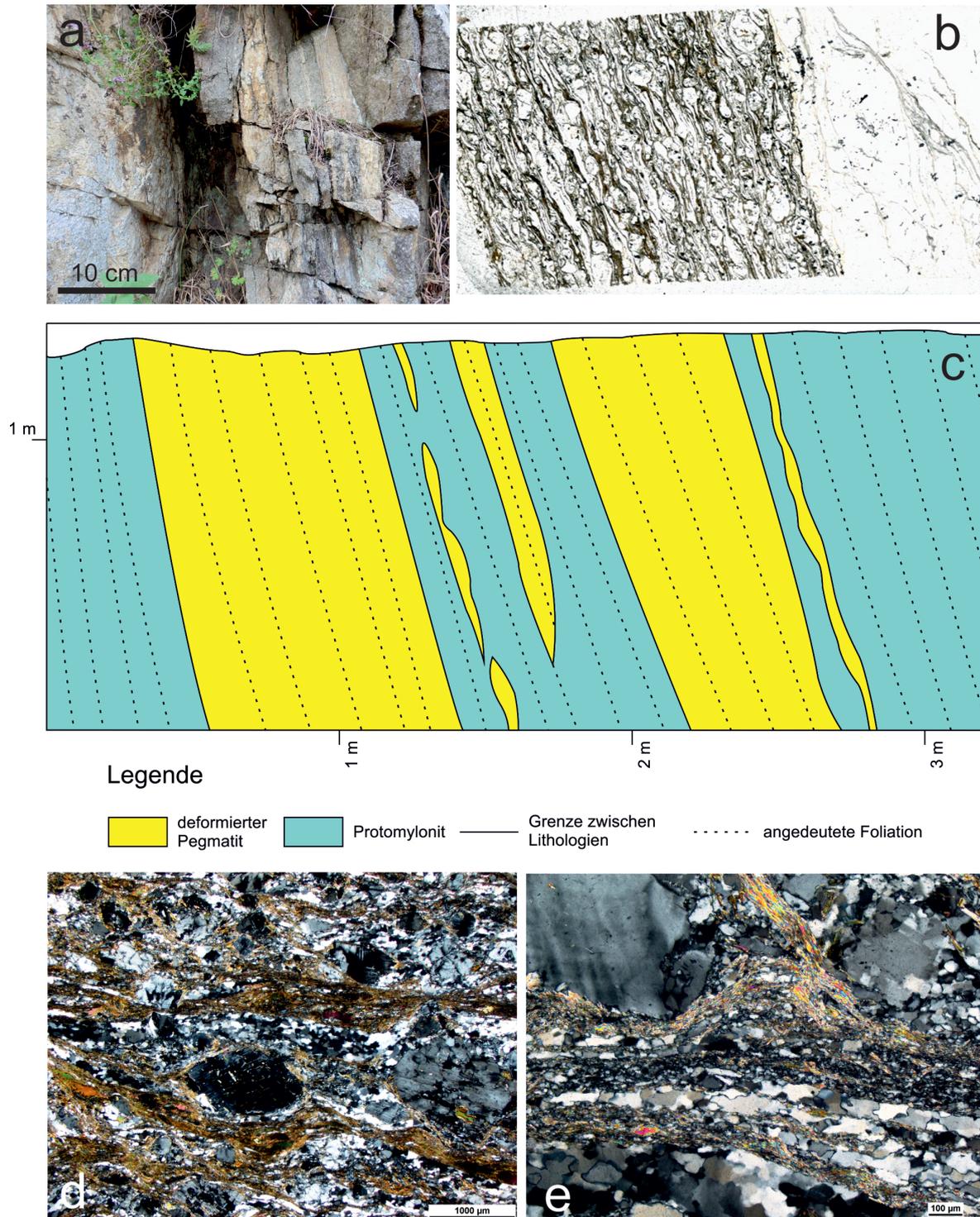


Abb. 14: a) Ausschnitt von Aufschluss 12 mit einer Wechselfolge von Protomylonit und mylonitisiertem Pegmatit. b) Der geschnittene Dünnschliff 12.1 zeigt den deutlichen Gefügekонтраст der Gesteine. Die Augentextur des Protomylonits ist im Bild links erkennbar. c) Übersichtsskizze des Aufschlusses mit der Position eingescherter Pegmatite. d, e) XPL-Aufnahmen von Dünnschliff 12.1. Anhand der Muskovitstränge (hohe Interferenzfarben) ist S_m auszumachen. Der Feldspat in der Bildmitte ist zu einem σ -Klasten deformiert. e) Der Orthoklas (oben links) zeigt undulöses Auslöschen. In beiden Bildern ist die dynamische Rekristallisation des Quarzes in Richtung der Foliationsflächen sichtbar.

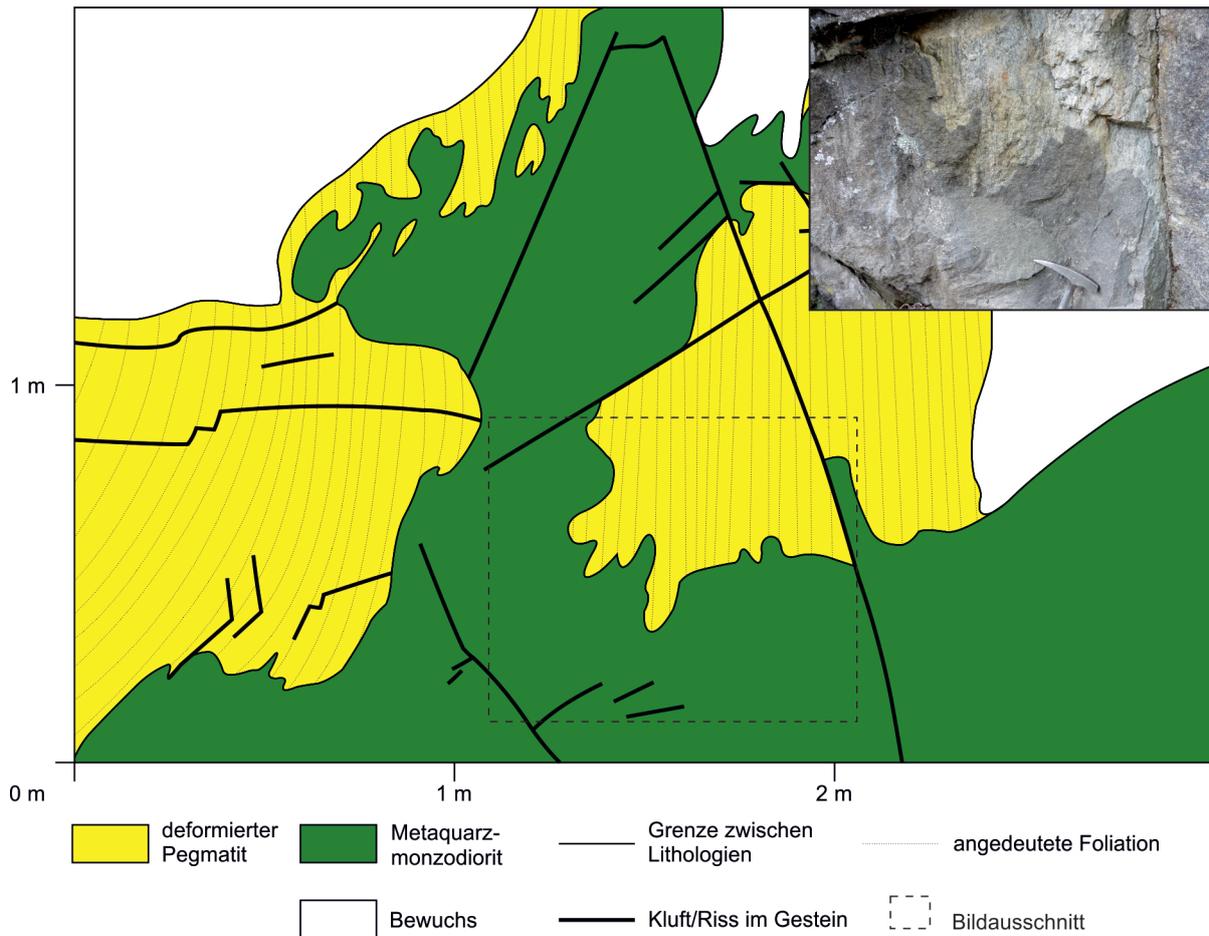


Abb. 15: Unregelmäßig verlaufender Kontakt zwischen Metaquarzmonzodiorit und deformiertem Pegmatit in Aufschluss 15. Das innenliegende Bild zeigt beiden Lithologien im Aufschluss. S_m ist im Pegmatit makroskopisch deutlicher ausgebildet.

Neben den duktilen Deformationen sind im Aufschluss auch spröde Deformationen anhand von Rissen, Klüften, Harnischflächen und Striemungen sichtbar. Diese sind auf die alpidische Deformation innerhalb der MFSZ zurückzuführen.

Mikroskopisch zeigt das Gestein des Aufschlusses 15 ebenfalls eine Fülle an Deformationsstrukturen. Diese konnten anhand der Dünnschliffe 15.1, 15.2 und 15.3 dokumentiert werden. Bereits beschrieben wurden die Gefüge und die ausgebildeten Foliationen, sowie die Abgrenzung zwischen dem Protomyloniten und den Metaquarzmonzodioriten im Dünnschliff. Hinzu kommt, dass in allen drei Schliffen der Quarz meist in dynamisch rekristallisierter Form vorliegt. Subkornbildung kann im Quarz ebenfalls beobachtet werden. Die Feldspäte aller drei Gesteine sind als gebrochene Klasten ausgebildet. Die des Pegmatits sind größer und zeigen deutlich weniger gerundete Kanten (Abb. 16). Im Dünnschliff 15.3 des Protomylonits zeigen Feldspäte undulöses Auslöschen als Effekt ihrer Deformation.

In den Aufschlüssen 16 (890 m-910 m) und 17 (990 m-1028 m) des Profils sind erneut Protomylonite aufgeschlossen. In Aufschluss 17 sind einige wenige Pegmatite in diese eingeschert. Ein deutlicher Gletscherschliff ist auf der Gesteinsoberfläche erkennbar. Die Protomylonite zeigen graue, dunkelgraue bis bräunliche Farbtöne sowie eine engständige Foliation und somit ähnliche Eigenschaften wie die Protomylonite der vorherigen Aufschlüsse. In beiden Aufschlüssen fällt die Foliation S_m mit ca. 85° steil nach Süden ein. Eine starke Beanspruchung des Gesteins durch Scherprozesse ist sichtbar. In Aufschluss 16 können Bereiche mit unterschiedlich starker Scherung beobachtet werden. Innerhalb des Protomylonits bilden hier die

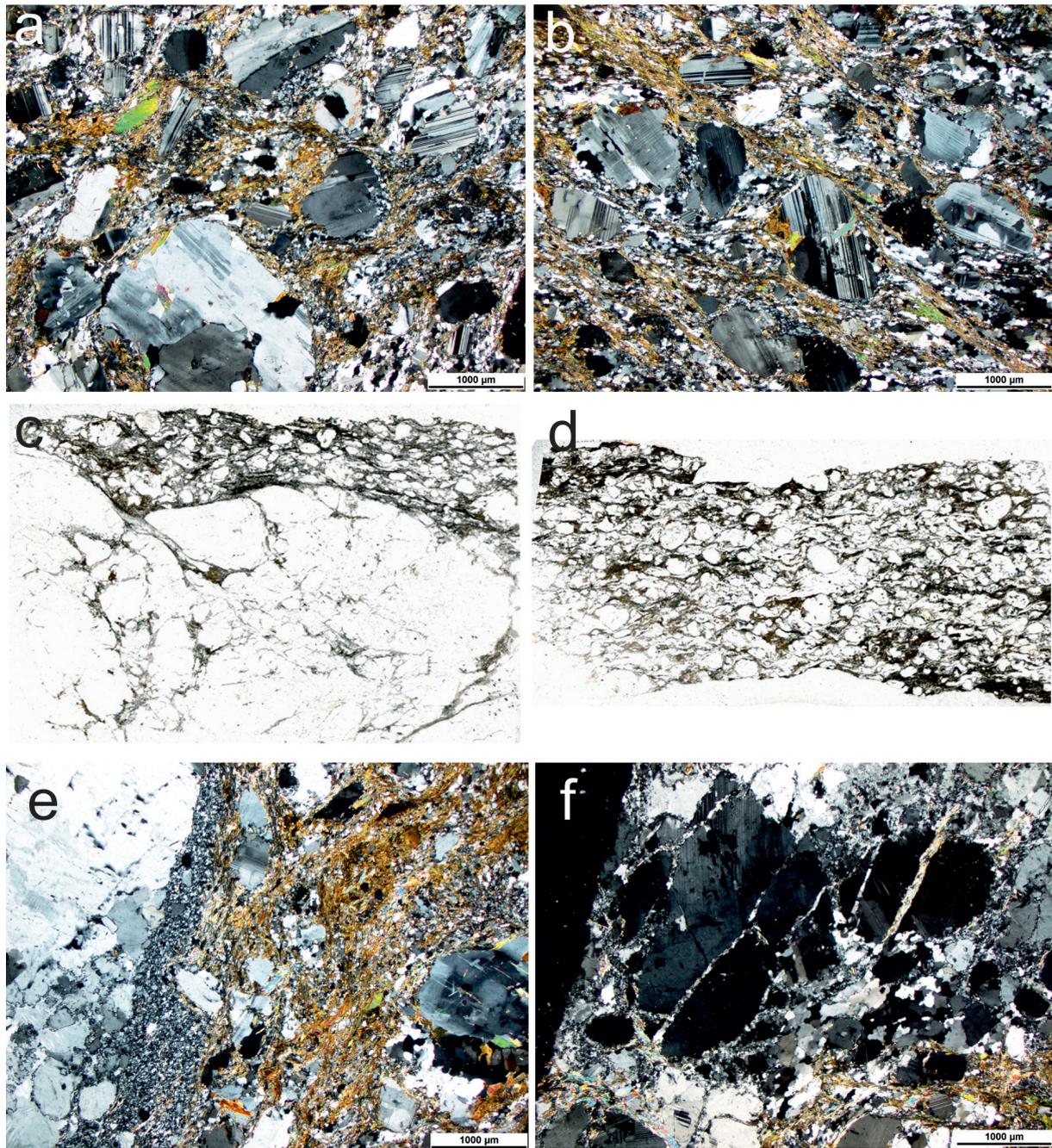


Abb. 16: a, b) Aufnahmen des protomylonitisierten Metaquarzmonzodiorits im Dünnschliff 15.1 (XPL). In beiden Fotos sind dynamisch rekristallisierte Quarze sowie zerbrochene und angerundete Feldspatklasten sichtbar. Ein Scherband (b) ist durch eingeregelter Biotitschüppchen markiert. c) Der Scan des Dünnschliffes 15.2 belegt die Grenze zwischen mylonitisiertem Metagranodiorit (oben) und Pegmatit (unten). d) Der Scan des Dünnschliffes 15.1 zeigt S_m im Metagranodiorit mit c' -type Scherbändern. e) Kontakt zwischen deformiertem Pegmatit (linke Bildhälfte) zum Metaquarzmonzodiorit (rechte Bildhälfte) im Dünnschliff 15.2 (XPL). f) Zerbrochene Orthoklase im deformierten Pegmatit, Dünnschliff 15.2 (XPL). Subkornbildung ist sowohl im Quarz als auch im Feldspat zu beobachten. In Teilen zeigt sich der Quarz dynamisch rekristallisiert.

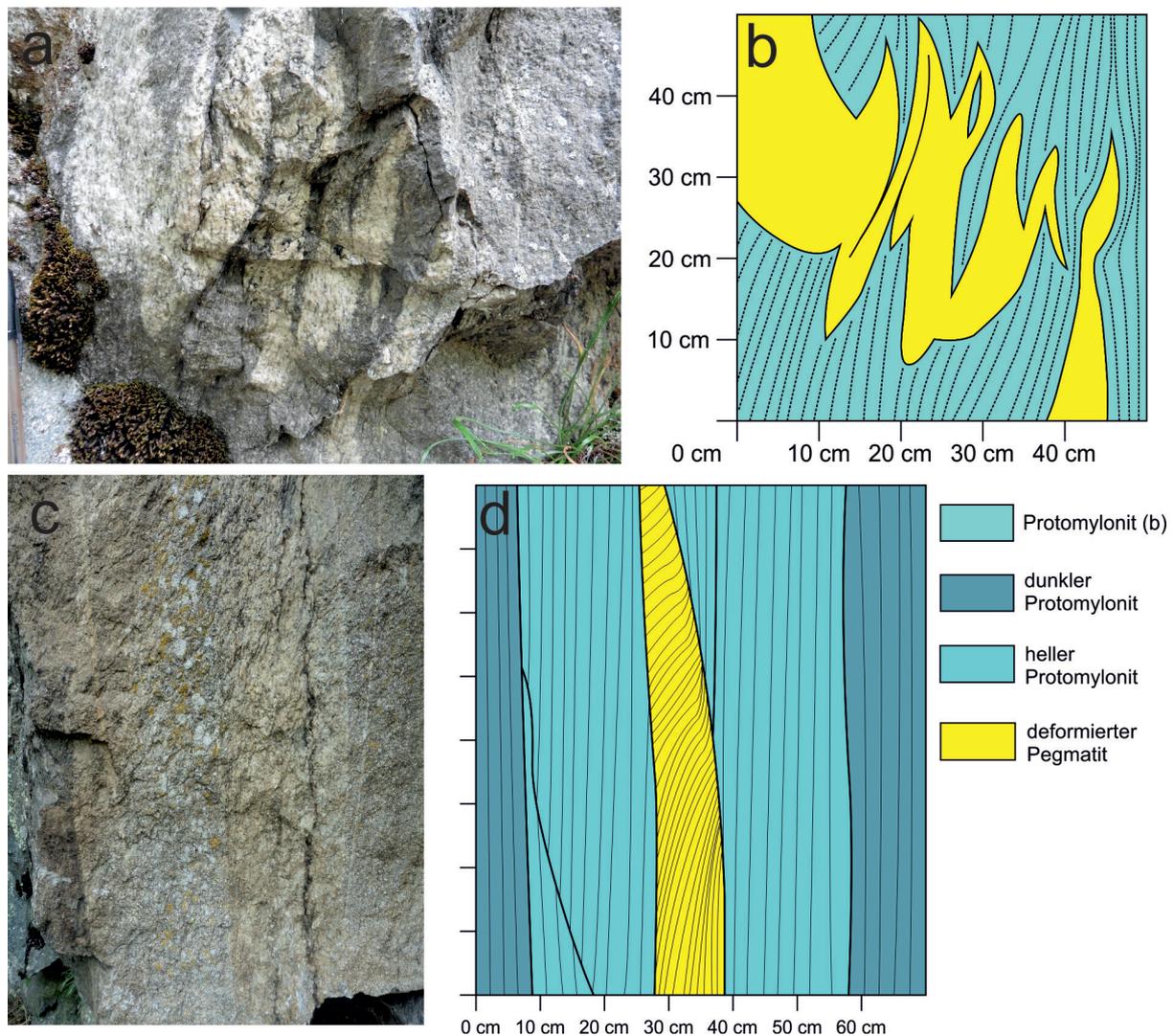


Abb. 17: a, b) Isoklinalfalten in Aufschluss 15. c, d) Pegmatit in Protomylonit im Aufschluss 15.

Pegmatite Boudinage-Strukturen aus. Die Boudins haben Dicken von 1-2 cm.

Im Dünnschliff zeigt der Protomylonit des Aufschlusses 16 einen Mineralbestand von 40 % Plagioklas, 25 % Quarz, 15 % Biotit, 10 % Orthoklas und 10 % Chlorit. Die Feldspäte, Glimmer und Chlorite zeigen Größen bis zu 0,5 mm. Der Quarz ist meist sehr feinkörnig ausgebildet. Teilweise bilden die Orthoklase und der Quarz ein Durchdringungsgefüge. Sichtbar wird, dass der Protomylonit nicht mehr so stark mylonitisiert ist wie beispielsweise die Protomylonite des Aufschlusses 15. Im Gestein lässt sich trotzdem eine Foliation S_m anhand wenige Mikrometer breiter Scherbahnen und eingeregelter Glimmer definieren. Die Deformation des Gesteins zeigt sich deutlich durch Glimmerfischchen. Diese lassen sich nach PASSCHIER & TROUW (2005) als Typ 1-Mica-Fische klassifizieren. Solche haben ihr Aussehen durch Rückwärtsdrehung des Minerals aus ihrer ursprünglichen Position in etwa parallel zur Foliation in ihre neue stabile Lage erhalten. Die Glimmerfische zeigen einen dextralen Schersinn an (Abb. 18).

In Aufschluss 18, zwischen Meter 1038 und Meter 1090, kommt es erneut zu Änderungen in der Lithologie und dem Deformationsgrad. Es treten sehr feinkörnige, hellgraue bis dunkelgraue, deutlich foliierte Paragneise auf. Im Handstück lassen sich weißlich-graue Feldspatklasten in einer Matrix mit Biotit erkennen. Die feinkörnigen Bestandteile zeigen Größen unter 1 mm. Die Korngrößenverteilung ist sehr gleichmäßig und hat Ähnlichkeiten mit einem

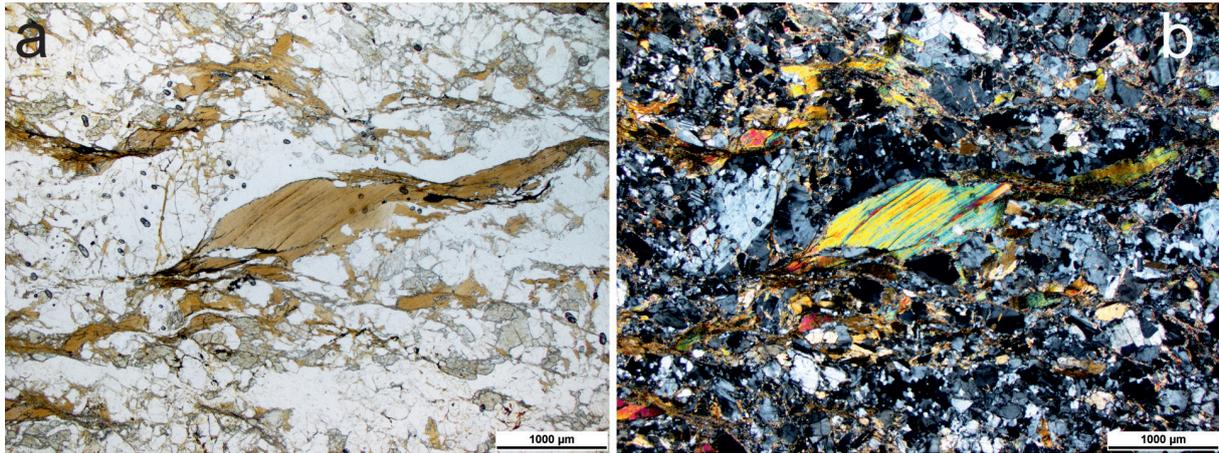


Abb. 18: *Mica-fish* mit dextralem Schersinn im Dünnschliff 16.1 (EPL- (a) und XPL- (b) Aufnahme).

sedimentären Gefüge. Das Gefüge der Paragneise zeigt deutliche Spuren von Mylonitisierung und Deformation anhand von ausgeprägten Scherbahnen. In einigen, weniger deformierten Bereichen zeigen die Paragneise ihr ursprüngliches Gneisgefüge. Bereits makroskopisch wird deutlich, dass es zu einer Minderung im Mylonitisierungsgrad kommt. Kleine 1 bis 2 mm große Feldspatklüster lassen kaum Deformationsanzeichen erkennen. Die Foliation zeigt mit 189/70 die Foliation S_m der MSFZ. In die deformierten Paragneise sind Pegmatite eingeschert. Diese zeigen sich als helle, weiße bis gelbliche Bänder im Gestein. Ihr Mineralbestand beläuft sich je nach Dünnschliff auf 20-30 % Quarz, 25-50 % Orthoklas und 10-30 % Glimmer, zum größten Teil Biotit. In einigen Schliffen lassen sich zusätzlich Plagioklase bestimmen. Durch Alteration bilden Chlorit und Serizit teilweise bis zu 15 % des Mineralbestands. Als Akzessorien konnten Zirkone und Sillimanit in Form von Fibrolith klassifiziert werden. Die Mineralgrößen variieren bei den Feldspäten zwischen 1-7 mm. Die Quarze zeigen Größen zwischen 500 µm und 1200 µm. Die Glimmer erreichen, ebenso wie die Chlorite, Größen von bis zu 800 µm, meist liegt ihre Größe aber zwischen 50 µm und 350 µm. Die Zirkone haben Größen bis zu 10 µm. Sie bilden pleochroitische Höfe in den Glimmern aus. In Dünnschliff 18.1b konnte neben Orthoklas auch Mikroklin identifiziert werden. In deformierten Bereichen sind die Mineralgrößen deutlich kleiner. So liegt die Größe der Feldspäte dann zwischen 300 µm und 800 µm. Der Quarz ist meist rekristallisiert. Vereinzelt sind Myrmekite vorhanden (Abb. 19). Die Glimmer bilden feine Schüppchen und markieren die Scherbänder. Durch den Mineralbestand ist von einem leukokraten Al-reichen Gestein auszugehen. Subkornbildung im Quarz oder undulöses Auslöschen der Feldspäte sind vorhanden (Abb. 19). Selten können Deformationslamellen in den Orthoklasen ausgemacht werden.

Die Deformation zeigt sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch einen Rückgang in der Intensität. Im Aufschluss zeigt sich dies durch anastomosierende Scherbänder, die auf ein beginnendes makroskopisch sichtbares Strain-Partitioning hinweisen (Abb. 20). In die weniger beanspruchten Bereiche sind Pegmatite mit schlecht ausgeprägter Foliation eingelagert. Insgesamt nehmen sie mit ca. 70 % des Aufschlusses den größten Teil ein. Im Paragneis sind hingegen deutliche Scherbahnen ausgebildet. Ihre anastomosierenden und kurvigen Strukturen verlaufen nicht mehr nur parallel zur Scherzone, auch ihre Raumlage weicht im Einfallen von denen der *high-strain*-Bereiche ab. Einzig der Trend der Scherzone mit Ost-West verlaufenden Strukturelementen bleibt erhalten.

In Aufschluss 19 zwischen Meter 1127 und Meter 1168 des Profils nimmt der Anteil der Pegmatite auf etwa 20 % ab. Es dominieren dann deformierte Paragneise. Makroskopisch zeigen beide Lithologien die gleichen Eigenschaften wie die Gesteine des Aufschlusses 18. Die Foliation

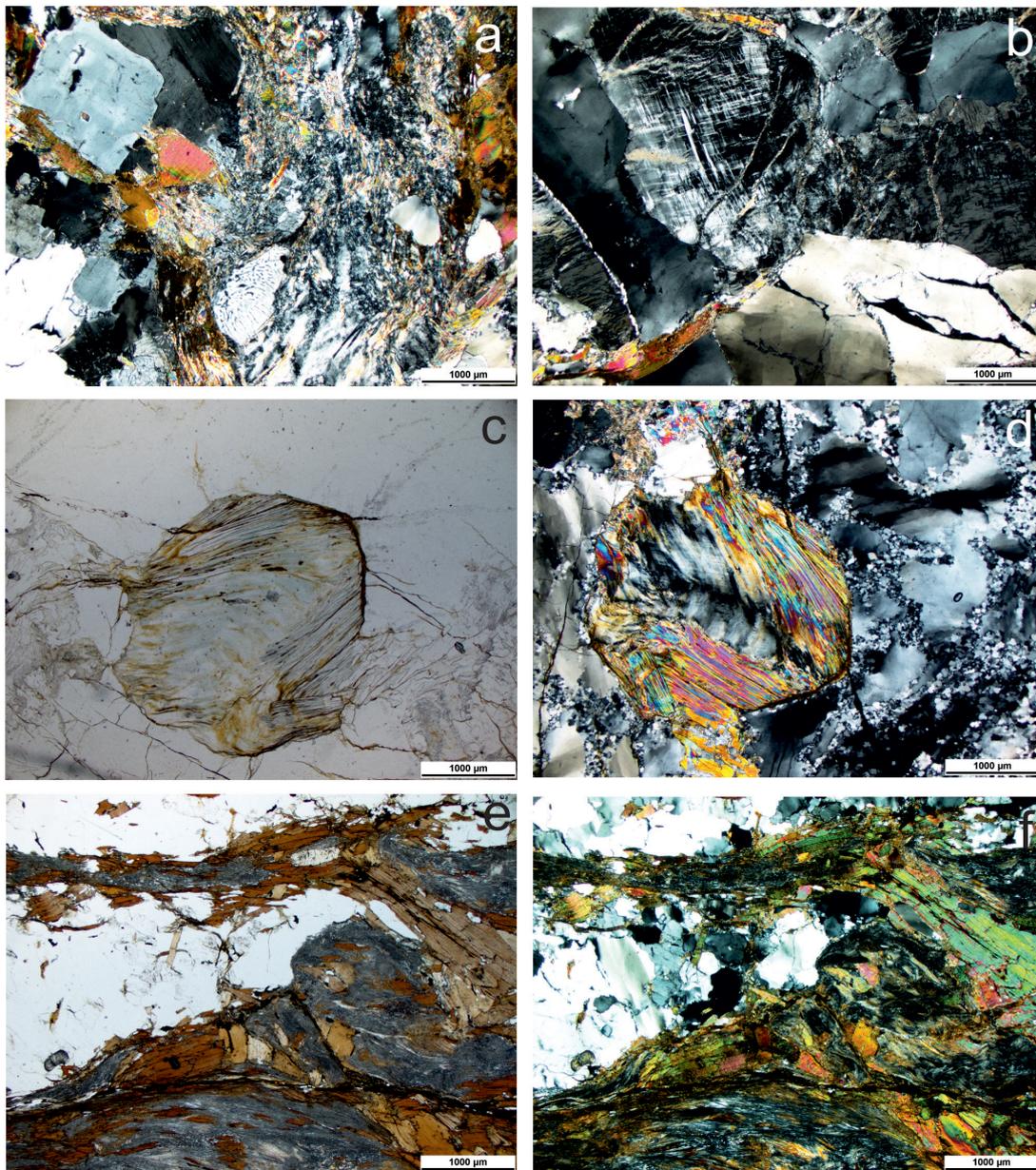


Abb. 19: a) *Strain partitioning* im mikroskopischen Maßstab. Während die Feldspäte im Bild links stabil erscheinen, zeigt der rechte Ausschnitt eine starke Deformation an. Dort sind dynamisch rekristallisierter Quarz sowie Subkornbildung und Myrmekite zu sehen (Schliff 18.1 a, XPL). b) Der deformierte Pegmatit zeigt große Mikrokline. Große Quarze im unteren Bildbereich zeigen durch Subkornbildung Anzeichen von Deformation (Schliff 18.1 b, XPL). c, d) Mit teils chloritisierten Glimmern mehrphasig, syntektonisch überwachsener Feldspatklast (EPL- (c) und XPL- (d) Aufnahme). Innerhalb des Klasten ist der Feldspat als Relikt erhalten. Dieser zeigt durch undulöses Auslöschen Anzeichen von starker Deformation. Umgeben wird der Klast von Quarzen mit Bereichen von dynamischer Rekristallisation und Subkornbildung. e, f) Grauer, faseriger Sillimanit in Form von Fibrolith. Dieser ist flächendeckend im Bereich der Foliationsflächen zu finden und ist mit Biotit vergesellschaftet. Die Bereiche sind von mehr oder weniger deutlich ausgebildeten Scherbahnen durchsetzt (Dünnschliff 18.3, EPL- (e) und XPL- (f) Aufnahme).

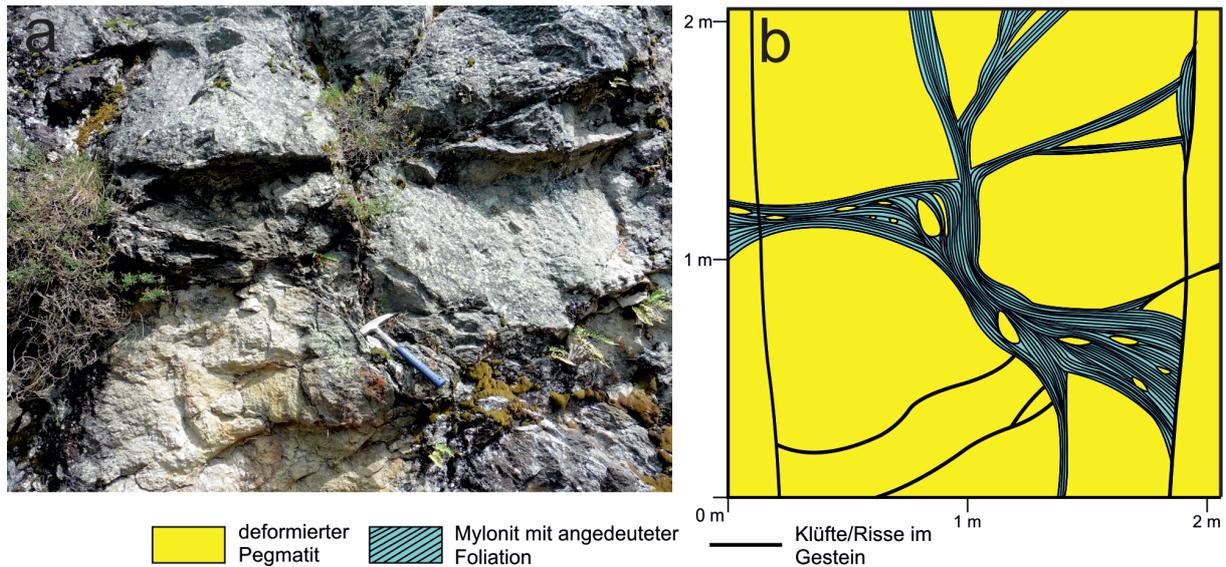


Abb. 20: a) Anastomisierende Scherbänder im deformierten Pegmatit in Aufschluss 18. Innerhalb der Scherbänder ist die Foliation sichtbar. Spröde Deformation zeigt sich im Aufschluss durch Risse und Klüfte. In b) ist ein ca. 2 mal 2 Meter großer Ausschnitt des Aufschlusses 18 grafisch dargestellt. In den Scherbändern befinden sich ebenfalls eingescherte pegmatitische Komponenten.

wird stellenweise von Scherbändern diskordant durchbrochen.

Die Gesteine innerhalb der Scherbahnen sind deutlich mylonitisiert und zeigen eine engständige Foliation. Darin eingeschert sind Linsen aus deformiertem Pegmatit. Die Grenze zwischen schwach deformiertem Paragneis und Scherbahn ist klar definiert.

Die Paragneise bestehen aus 35 % Plagioklas, 30 % Quarz, 20 % Biotit und 15 % Orthoklas. Als Akzessorien sind zwischen 800 μm und 1200 μm große, sechseckige Relikte von Granat enthalten (Abb. 21). Die gut gerundeten Feldspäte weisen Größen von 50 μm bis 150 μm auf. Die Biotite liegen meist als eingeregelter Schüppchen mit Größen zwischen 10 μm und 20 μm in der Foliation. Selten sind sie bis zu 50 μm groß. Das Gefüge lässt sich als granoblastisch beschreiben. Insgesamt zeigen die deformierten Paragneise eine gleichmäßige Verteilung der Mineralkörner. Das ehemalige sedimentäre Gefüge ist noch erkennbar. Die im Dünnschliff ausgeprägte *continuous cleavage* zeichnet die makroskopisch gut erkennbare mylonitische Foliation S_m nach. Im Dünnschliff ist die Deformation der Paragneise anhand von Scherbahnen und rekristallisiertem Quarz nachzuvollziehen.

Die deformierten Pegmatite bestehen aus ca. 40 % Orthoklas, 0-10 % Mikroklin, 0-10 % Plagioklas, 25 % Quarz und 20 % Glimmerminerale. Auch bis zu 10 % Sillimanit in Form von Fibrolith konnte festgestellt werden. In einem Dünnschliff fehlt Mikroklin, stattdessen gibt es 10 % Plagioklase. Zwischen 40 μm und 80 μm große, akzessorische Zirkone zeigen sich durch pleochroitische Höfe in den Glimmern. Im schwach deformierten Pegmatit zeigen die Feldspäte Größen zwischen 500 μm und 4 mm, die Glimmer zwischen 200 μm und 1 mm, stellenweise erreichen sie 1,5 mm. Selten wird Quarz bis zu 200 μm groß. Der Sillimanit, mit Biotit ummantelt, zeigt gewachsene Flächen bis zu 4 mm Breite. In Scherbahnen des Pegmatits sind alle Minerale deutlich kleiner. Die gut gerundeten Feldspatklasten zeigen z.B. Größen bis maximal 100 μm (Abb. 21). Die Glimmer sind deformiert und liegen als feine Schüppchen in der Matrix. In einigen Schliffen ist die Foliation in Form einer *disjunctive cleavage* ausgebildet. In anderen Schliffen kann keine oder nur eine sehr mäßig ausgebildete Foliation erkannt werden. Im Scan des Dünnschliffes 19.5 ist die Foliation S_m innerhalb einer Scherbahn deutlich ausgeprägt. In den deutlich ausgebildeten Scherbahnen ist das Gesteinsgefüge des Pegmatits

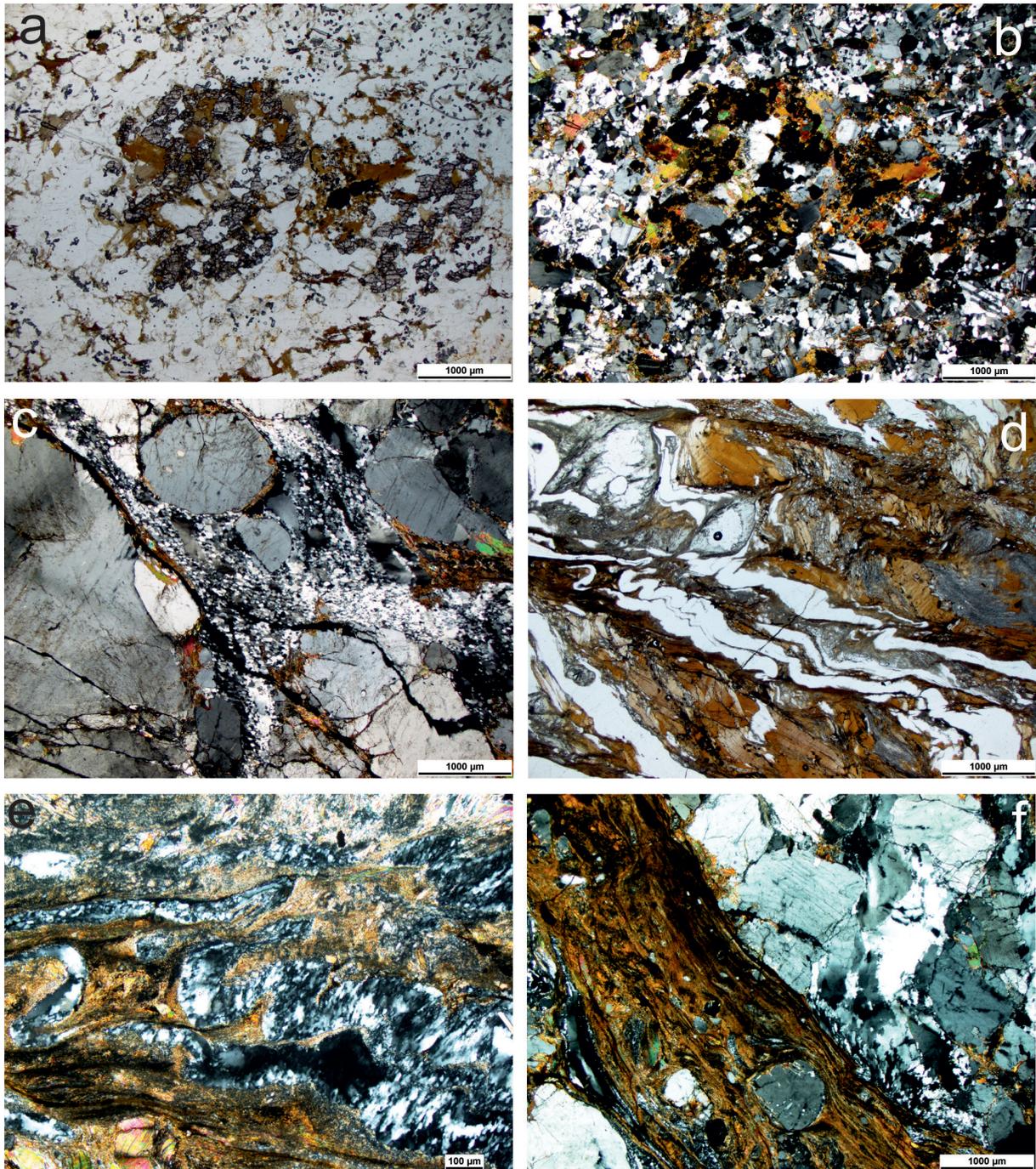


Abb. 21: a, b) Granatrelikte im deformierten Paragneis (Dünnschliff 19.2, EPL- (a) und XPL- (b) Aufnahme). c) Protomylonitisierter Pegmatit mit zerbrochenen, teils gerundeten Feldspäten und Bereichen mit dynamisch rekristallisiertem Quarz sowie Quarzen mit Subkornbildung. d) Isoklinal und pygmatisch verfaltete Lagen aus Quarz in Biotit und Sillimanit. (EPL-Aufnahme, Dünnschliff 19.5). e) Detailaufnahme der Faltenstrukturen, die die dynamische Rekristallisation des Quarzes zeigen. (XPL-Aufnahme, Dünnschliff 19.5). f) Detailaufnahme eines Glimmerbandes mit gut gerundeten Feldspäten (XPL-Aufnahme).

oft komplett mylonitisiert. In Scherfalten mit dextralem Schersinn ist der Quarz rekristallisiert (Abb. 21). Alteration in Form von Serizitisierung und Chloritisierung kann erneut vor allem in Bereichen von Scherbahnen nachgewiesen werden (Abb. 21). Die Orthoklase zeigen häufig spröde Deformation anhand von Rissen im Mineral.

In Aufschluss 20 zwischen Meter 1189 und Meter 1206 des Profils dominieren stark deformierte Paragneise. Sie sind deutlich dunkler als die der Aufschlüsse 18 und 19. Die ehemalige Gneistextur lässt sich stellenweise noch erahnen. Kleine Feldspatklasten (1-2 mm) liegen in der Foliation. Feine eingescherte, boudinierte, leukokrate Linsen, die nie breiter sind als 5 cm, bestehen hauptsächlich aus Quarz und Orthoklas (Tafel 4). Scherbahnen durchziehen das Gestein. In diesen bilden die Pegmatite und Paragneise isoklinale, teils zerissene Scherfalten aus. Im Aufschluss lässt sich die Lage der Scherzone mit einem Wert von 336/54 gut nachvollziehen.

Der Paragneis zeigt einen Mineralbestand von 40 % Plagioklas, 20 % Orthoklas, 24 % Biotit, sowie 15 % Quarz. Hinzu kommen alterierte Relikte von 800 µm und 1200 µm großem Granat und 1 % Muskovit als Akzessorien (Abb. 22). Die Größe der Minerale ist gleichmäßig und beträgt bei den Feldspäten zwischen 100 µm und 200 µm. Die in die Foliation S_m eingeregelt Glimmer sind selten größer als 100 µm. Der Quarz ist meist feinkörnig rekristallisiert. Das Gefüge lässt sich als granoblastisch beschreiben. Im Paragneis ist eine *spaced domainal foliation* ausgebildet. Die leukokraten Lagen zeigen einen Mineralbestand von 40 % Orthoklas und Mikroklin, 30% Biotit und Muskovit, 20% Quarz und 10% Plagioklas. Die Feldspäte sind zwischen 300 µm und 800 µm groß. Der Quarz ist meist feinkörnig rekristallisiert; selten erreicht er Größen bis zu 500 µm. Die Glimmer sind meist als feine Schüppchen ausgebildet. Teilweise erreichen diese Größen bis zu 100 µm. Das Gefüge der leukokraten Linsen ist granoblastisch; eine Foliation innerhalb der Lagen ist nicht erkennbar. Es handelt sich möglicherweise um eingescherte Migmatite, die vor der Deformationsphase D_3 entstanden sind (Tafel 4). Im Dünnschliff lässt sich die Deformation anhand von Scherbahnen mit angereicherten und eingeregelt Glimmerplättchen nachweisen. Die Granatrelikte zeigen Druckschatten in Richtung der Foliation des Paragneises (Abb. 22). Risse als Anzeiger einer spröden Deformation sind jünger als die Deformation D_3 , da sie die Foliation diskordant durchsetzen.

Zwischen Meter 1226 und Meter 1275 in den Aufschlüssen 21 und 22 des Profils sind ebenfalls Paragneise aufgeschlossen. Sie zeigen dieselben Eigenschaften wie die der vorherigen Aufschlüsse. Mit 342/56 und 333/72 kann die Vorzugorientierung der MSFZ erfasst werden. Während in den vorherigen Aufschlüssen die Alteration erst im Dünnschliff deutlich wurde, kann hier die Chloritisierung anhand grünlich schimmernder Glimmer bereits im Handstück festgestellt werden.

In Aufschluss 23 (1319 m – 1380 m) ist die Grenze zwischen deformierten Paragneisen und deformiertem Aston-Orthogneis aufgeschlossen. Die zerscherten, engständig foliierten Paragneise unterscheiden sich nicht von den vorherigen. In dem dunkelgrauen Gestein sind kleine 1 mm große Feldspäte in einer Matrix aus Biotit sichtbar. Eingeschert sind einige feine, maximal 1-2 cm breite leukokrate Linsen. Diese bilden teilweise Boudinage-Strukturen aus. Die Orthogneise zeigen im Gegensatz zum eher sedimentären Gefüge des Paragneises ein deutlich gröberes kristallines Gefüge. In diesem kompakten Gesteinsverband sind eingeregelt Biotite und große Feldspäte sichtbar, die typisch für die Textur dieses Orthogneises sind. Während im Paragneis nur einige, mehrere Zentimeter breite Scherbänder sichtbar sind, ist der Orthogneis tiefgreifend zerschert. Wenige eingescherte, leukokrate Gänge sind außerdem vorhanden. Die Foliation des Paragneises zeigt mit 352/79, die Foliation S_m der Scherzone an. Der Streichwert der Foliation des Orthogneises, weicht um ca. 20 ° ab (9/82).

Im Dünnschliff wurden ein zerschert leukokrater Gang und der deformierte Paragneis analysiert. Ersterer zeigt eine Zusammensetzung von 50 % Orthoklas, 30 % Quarz und 18 %

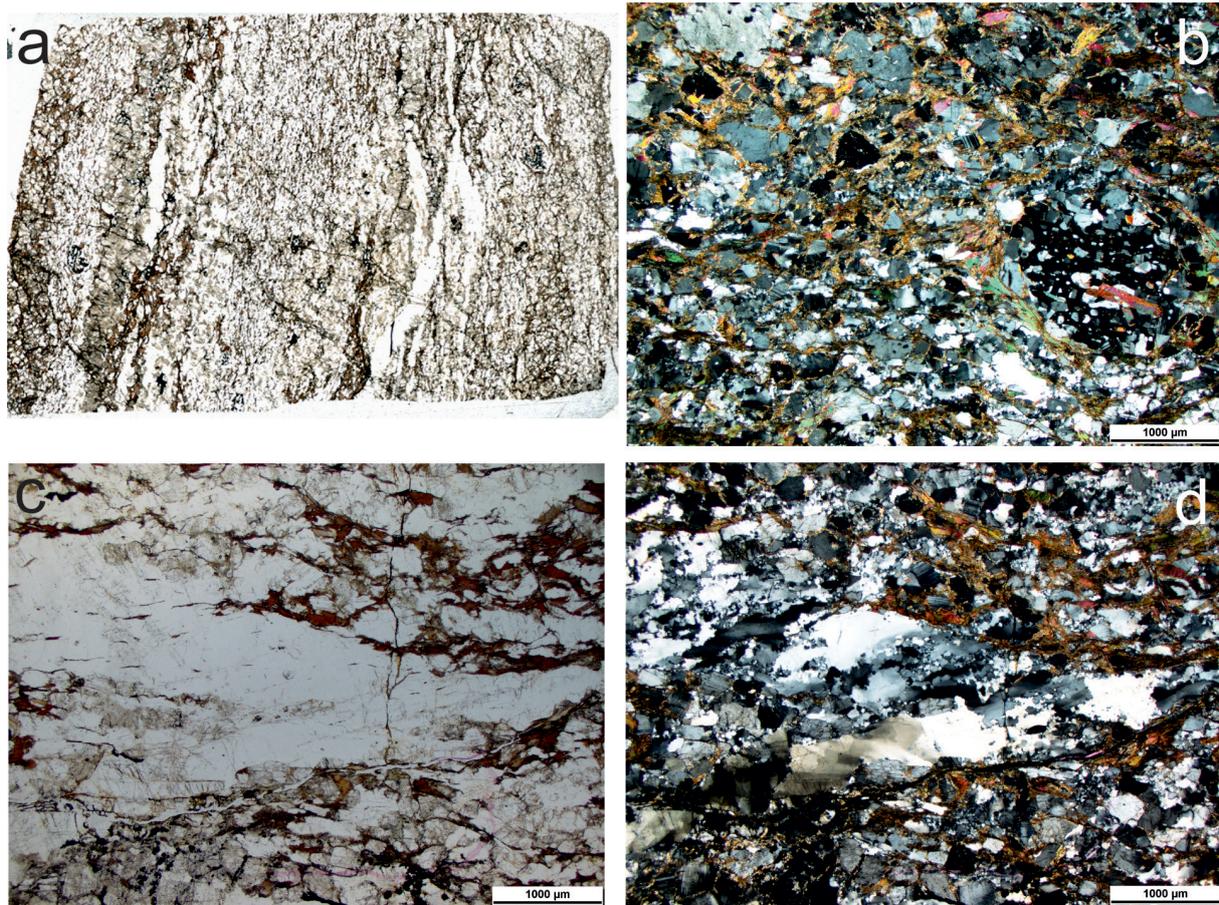


Abb. 22: a) Scan des Dünnschliffs 20.1 mit eingescherten leukokraten Lagen in foliiertem (S_3) Paragneis (3,6 cm x 2,4 cm). b) Granatrelikt im Paragneis. (XPL-Aufnahme, Dünnschliff 20.1). c, d) Nahezu Glimmer-freie, leukokratische Scherlinge im Paragneis. (EPL- (c) und XPL- (d) Aufnahme, Dünnschliff 20.1).

Biotit und 2 % Muskovit. Die Orthoklase und Quarze sind bis zu 2 mm groß. In Scherbahnen ist letzterer jedoch feinkörnig rekristallisiert oder kann Subkornbildung aufweisen. Die Glimmer sind zwischen 100 µm und 1200 µm groß. Im Bereich der Scherbahnen liegen sie als feine Schüppchen eingeregelt in der Foliation. Der leukokratische Gang zeigt eine *rough spaced foliation*. Der deformierte Paragneis weist im Dünnschliff einen Mineralbestand von 35 % Quarz, 25 % Orthoklas, 24 % Biotit und 15 % Plagioklas auf. Hinzu kommen 1 % Muskovit sowie Zirkone und opake Minerale als Akzessorien. Die gut gerundeten Feldspäte sind bis zu 3 mm, die Glimmer bis zu 500 µm groß. Einige Feldspäte weisen Drucklamellen auf. Der Paragneis zeigt ein granoblastisches Gefüge, in dem eine *continuous cleavage* ausgebildet ist. Die Deformation wird durch Glimmerstränge und dynamisch rekristallisierten Quarz in Scherbahnen angezeigt. In den Paragneisen sind komplett rekristallisierte Quarzkörner, sogenannte Sigmoide, zu sehen. Auffallend ist, dass dieser Paragneis im Gegensatz zu den vorherigen deutlich gröber und quarzreicher ausgebildet ist. Es sind keine Granatrelikte darin enthalten.

Aufschluss 24 zeigt wiederum deformierte Paragneise mit eingescherten leukokraten Gängen. Diese sind bis zu 2 cm breit und sehr glimmerreich. Im Gelände zeigt sich der Aufschluss als vermeintlich großer Geröllblock und soll somit nicht im Profil berücksichtigt werden.

Im folgenden Aufschluss 25 zwischen Meter 1514 und Meter 1650 des Profils sind Aston-Orthogneise aufgeschlossen. Makroskopisch zeigen sie ein kompaktes, kristallines Gefüge. Innerhalb der Gneistextur sind eingeregelt Biotite zwischen hellen Mineralen, wie Feldspat und

Quarz, sichtbar (Abb. 5). Das Gestein zeigt graue, weiße und braunrote Farbtöne. Darin heben sich schwarze, bis zu 0,5 cm große Biotite deutlich ab (Abb. 5). Die Größe der Feldspäte beläuft sich im Handstück auf 0,5 cm bis 1 cm. In Bereichen mit intensiver D_3 -Deformation sind deutliche, große Scherbahnen ausgebildet, die diskordant zur Gneis-Foliation (S_2) verlaufen. In den Orthogneis sind nur noch sehr wenige leukokrate Gänge eingeschert (max. 2 % des Aufschlusses). Die Glimmerplättchen zeigen hier Größen bis zu 2 cm.

Im Dünnschliff zeigt der Orthogneis einen Mineralbestand von 35 % Orthoklas, 25 % Quarz, 10 % Plagioklas, 9 % Biotit und 9 % Muskovit. Hinzu kommen 2 % alterierte Minerale (Chlorit, Serizit) sowie Mikroklin als Akzessorien. Die Feldspäte sind zwischen 600 μm und 1500 μm groß, die Glimmer zwischen 200 μm und 800 μm . In anastomisierenden Scherbahnen, parallel S_m , sind sie als feine Schüppchen in Glimmersträngen konzentriert. Sofern der Quarz xenomorph ausgebildet ist, zeigt er Größen zwischen 500 μm und 1200 μm . In D_3 -Scherbahnen ist er als feine, rekristallisierte Masse mit einfacher und dynamischer Rekristallisation sowie Subkornbildung vorhanden. Die Feldspäte bilden Drucklamellen aus (Abb. 23).

In Aufschluss 26 (1740 m – 1817 m) sind erneut deformierte Aston-Orthogneise aufgeschlossen. In diesem Aufschluss sind erste Apophysen des Ax-Granits zu finden (Tafel 5). In der Felswand ist der Aston-Orthogneis in zwei Varianten vorhanden. Zum einen zeigt er sich als stark D_3 -deformiertes Gestein in Scherbahnen mit einer senkrecht stehenden Foliation S_m von 355/73. Zum anderen ist der Orthogneis in einigen Bereichen schwächer deformiert. Dann lässt sich im Aufschluss keine S_m Foliation erkennen. Der Orthogneis weist dann die Textur eines Augengneises auf. In diesen Bereichen sind runde Feldspatklaster mit Größen zwischen 1 cm und 3 cm umgeben von Biotit sichtbar. Es scheint, als seien diese Augengneise nur D_2 -deformiert. Selten sind Pegmatitlinsen in die schwach deformierten Orthogneise eingeschert. Eine weitere Gesteinsart ist ein teilweise weiß bis gelblich verwittertes, makroskopisch nicht foliertes Gestein aus Feldspäten, Quarz und Glimmer mit einem kristallinen Gefüge. Es handelt sich um den Ax-Granit, der mit Apophyse in den Aston-Orthogneis eingreift (Abb. 24). Der gesamte Aufschluss ist von Scherbahnen durchzogen.

Im Dünnschliff wurde der deformierte Aston-Orthogneis analysiert. Der deformierte Orthogneis zeigt einen Mineralbestand von 35 % Orthoklas, 28 % Quarz, 15 % Plagioklas,

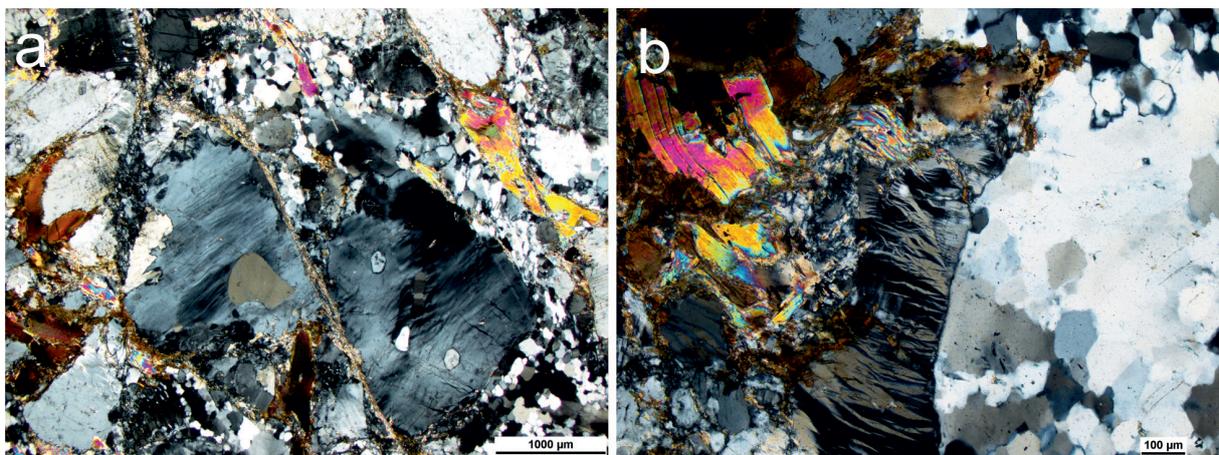


Abb. 23: a) Gescherter Feldspatklast mit deutlich ausgeprägten Drucklamellen und einem Drucklösungssaum aus Quarz des Aston-Orthogneises. (XPL-Aufnahme, Dünnschliff 25.3). b) Der Quarz zeigt eine intensive Subkornbildung. Der benachbarte Feldspat ist in Drucklamellen gegliedert, die zum Teil chloritisiert wurden. Auch der Muskovit, der in chloritisiertem Biotit eingebettet ist, ist zerschert. (XPL-Aufnahme, Dünnschliff 25.3).

10 % Mikroklin sowie 5 % Muskovit und 5 % Biotit. Stellenweise treten bis zu 2% retrograd gewachsene Chlorite auf. Die Feldspäte sind meist durch die Scherprozesse feinkörnig zerkleinert ($<100\ \mu\text{m}$), stellenweise sind sie als $500\ \mu\text{m}$ bis $1100\ \mu\text{m}$ große Minerale zu finden. Der Quarz ist in diesen Orthogneisen komplett deformiert und zeigt sich feinkörnig rekristallisiert. Die Glimmer sind in Scherbahnen als feine Schüppchen ausgebildet. In schwächer deformierten Bereichen sind die Glimmer als $200\ \mu\text{m}$ – $1200\ \mu\text{m}$ große Plättchen zu finden. Teilweise sind sie in Form von Glimmerfischen im Gestein vorhanden. Es ist eine rough *disjunctive cleavage* ausgebildet, in der anastomisierende Scherbänder sichtbar sind. In anderen Bereichen ist die Foliation nur noch als *very rough disjunctive cleavage* ausgebildet. Der Quarz zeigt neben der dynamischen Rekristallisation in Bereichen mit schwächerer Deformation Subkornbildung. Anhand der *mica-fishes*, nach PASSCHIER & TROUW (2005) des Typs 2, kann ein sinistraler Schersinn ermittelt werden (Abb. 24). In Dünnschliff 26.3 ändert sich die Mineralzusammensetzung geringfügig. Hier beinhaltet das Gestein mit 40 % Orthoklas und 20 % Mikroklin mehr Alkalifeldspäte. Hinzu kommen 20 % Quarz, 12 % Muskovit und 3 % Biotit. 5 % Chlorite zeigen einen höheren Alterationsgrad an. Als Akzessorien sind Sillimanite in Form von Fibrolith nachgewiesen. Diese Mineralzusammensetzung lässt eine Bestimmung des Gesteins als deformierten Ax-Granit zu. Im Randbereich des Schliffs zeigt sich die Grenze

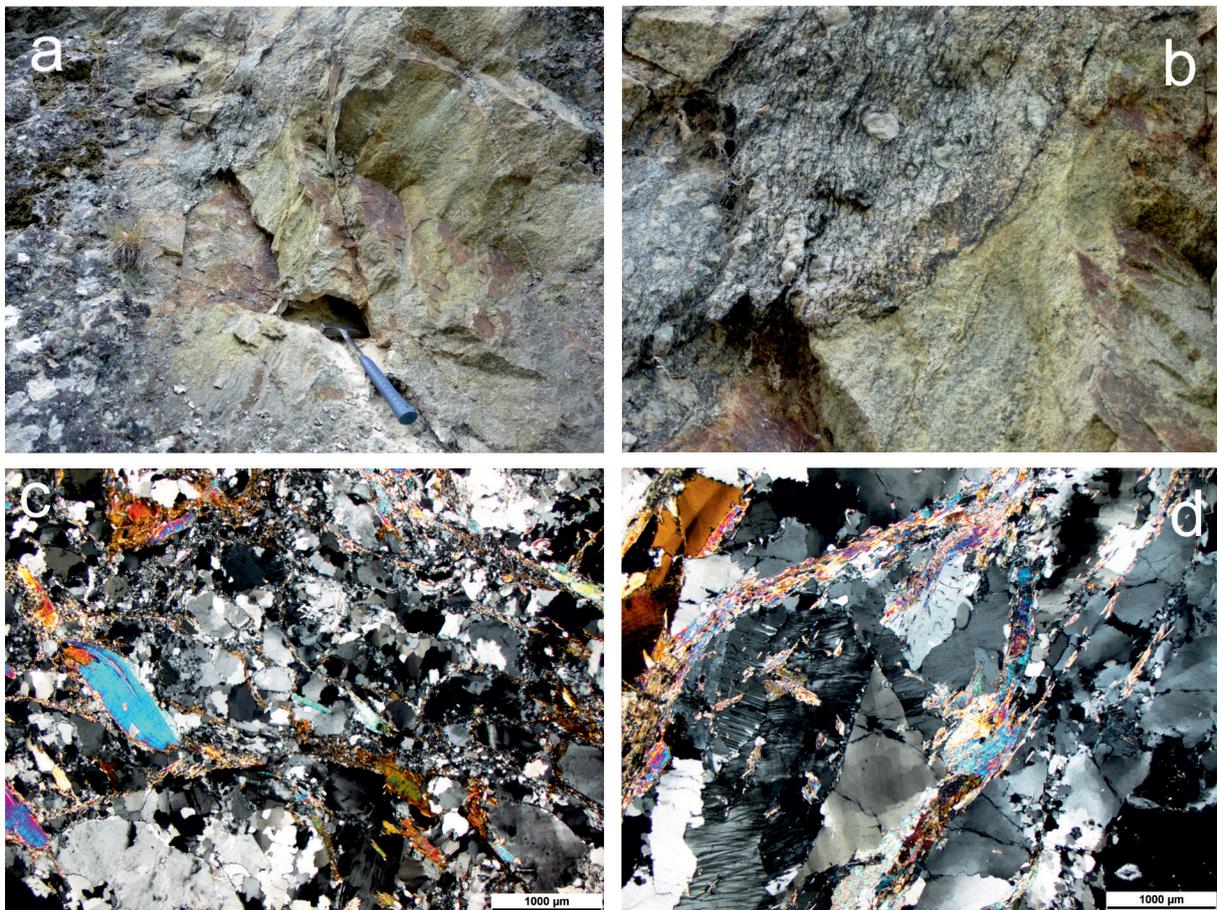


Abb. 24: a, b) Aufschluss 26 in einer Übersicht (a) und im Detail (b). Der Kontakt zwischen Aston-Orthogneis und Ax-Granit ist uneben. Die Foliation D_2 des Gneises wird diskordant abgeschnitten. Makroskopisch ist im Ax-Granit keine Foliation erkennbar. c) Aston-Orthogneis mit Glimmerfisch. Die Unterscheidung der Auswirkungen von D_2 und D_3 ist nicht sicher durchführbar. (XPL-Aufnahme, Dünnschliff 26.1). d) Scherbahnen im Ax-Granit. Im Feldspat sind Deformationslamellen und im Quarz Subkornbildung sichtbar. Diese deutliche Deformation ist D_3 zuzuordnen. (XPL-Aufnahme, Dünnschliff 26.3).

zum deformierten Orthogneis. Die Feldspäte sind in diesem Schliff bis zu 4 mm groß. Die Quarze haben Größen zwischen 1 mm und 2 mm, die Glimmerplättchen bis zu 1 mm. Innerhalb der Scherbahnen ist der Quarz dynamisch rekristallisiert und die Glimmer bilden lange Stränge aus feinen Glimmerplättchen. Selten zeigen Feldspäte Spuren von Serizitisierung. Der Sillimanit ist nur in Bereichen von Scherbahnen zu finden. Die Glimmer sind häufig zu Chlorit alteriert. Das Gefüge des deformierten Ax-Granits lässt sich als porphyroklastisch bis porphyroblastisch beschreiben. In kaum D₃-deformierten Bereichen zeigt der Ax-Granit ein holokristallines Gefüge. Teilweise sind Orthoklase und Quarz als Myrmekite verzahnt. Die undeutliche Foliation bildet eine *disjunctive cleavage* aus, in der anastomisierende Scherbänder sichtbar sind.

Die Aufschlüsse 27 und 28 zwischen Meter 1870 und Meter 1940 des Profils bestehen ebenfalls aus deformierten Aston-Orthogneisen. Die makroskopische Beschreibung des Gesteins zeigt keine Veränderung zu den vorherigen Aufschlüssen. Diese Orthogneise weisen Scherbahnen auf.

Aufschluss 27 befindet sich in einem Bachlauf. Vermutet wird in diesem Bereich eine größere Scherbahn. Anhand des Baches ist im Gestein ein teilweise rautenförmiges Muster in Form von Klufflächen und Rissen freigelegt worden. Bei genauerer Betrachtung erfolgte die Bildung der Klüfte entlang von Foliationsflächen. Es kann somit auf eine spätere spröde Überprägung geschlossen werden. Die Foliation innerhalb des Aufschlusses liegt mit 347/79 in der Vorzugsorientierung der MSFZ. In Aufschluss 28 ist die Foliation im Gestein durch Verwitterung maskiert. Makroskopisch scheint dieser Orthogneis zudem kaum mylonitisch deformiert zu sein.

In Aufschluss 29 (2000 m – 2016 m) ist die Grenze zwischen dem zuvor bereits in Apophysen aufgeschlossenen Ax-Granit und dem gescherten Aston-Orthogneis zu beobachten (Tafel 6). Im Ax-Granit ist zusätzlich eine linsenförmiger, vermutlich xenolithischer Magmatit eingeschaltet. Darin kann bereits makroskopisch eine sehr große Anzahl an Biotitmineralen nachgewiesen werden, zwischen denen sich hellgraue bis weiße, maximal 0,5 mm große Feldspäte befinden. Mindestens im Kontaktbereich zum Umgebungsgestein ist er foliiert.

Im Ax-Granit sind hingegen nur sehr wenige Biotite und einige Muskovite vorhanden. Im Gegensatz dazu steht der große Anteil an hellgrauen bis weißen Feldspäten und Quarz. In der Regel ist der Granit makroskopisch nicht foliiert. Allerdings gibt es lokal Bereiche, in denen begrenzt Foliation zu beobachten ist. Sie ist zum einen im Kontaktbereich mit dem Xenolith zu finden. Zum anderen ist der Grenzbereich zwischen Gneis und Granit betroffen.

Der Orthogneis zeigt dieselben Eigenschaften wie die bereits zuvor beschriebenen Aston-Orthogneise. Es durchziehen ihn partiell deutliche, weiter auseinanderliegende Scherzonen. Diese überprägen die ursprüngliche Gneistextur und damit werden sie D₃ zugeordnet. Auch im Ax-Granit sind zunächst noch solche Scherbahnen zu beobachten.

Im Dünnschliffen wurden der Xenolith und der Ax-Granit sowie die Grenze zwischen beiden untersucht. Ersterer zeigt einen Mineralbestand von 45 % Biotit, 25 % Plagioklas, 20 % Orthoklas/Mikroklin sowie 5 % Quarz. Als Akzessorien sind opake Minerale sichtbar. Anhand des Streckeisen-Diagramms lässt sich ein biotitreicher Quarzmonzonit bestimmen. Die Biotite sind in Teilen sehr fein zerschert, zeigen aber auch bis zu 600 µm große Plättchen. Die Feldspäte liegen als 300 µm bis 1000 µm große Fragmente zwischen den Biotiten und dem feinkörnig rekristallisierten Quarz. Der Magmatit zeigt ein holokristallines Gefüge, in dem eine *rough spaced foliation* anhand von mäßig ausgeprägten Scherbahnen ausgebildet ist (Abb. 25).

Im Gegensatz zum deformierten Quarzmonzonit beinhaltet der Ax-Granit mit 35 % einen

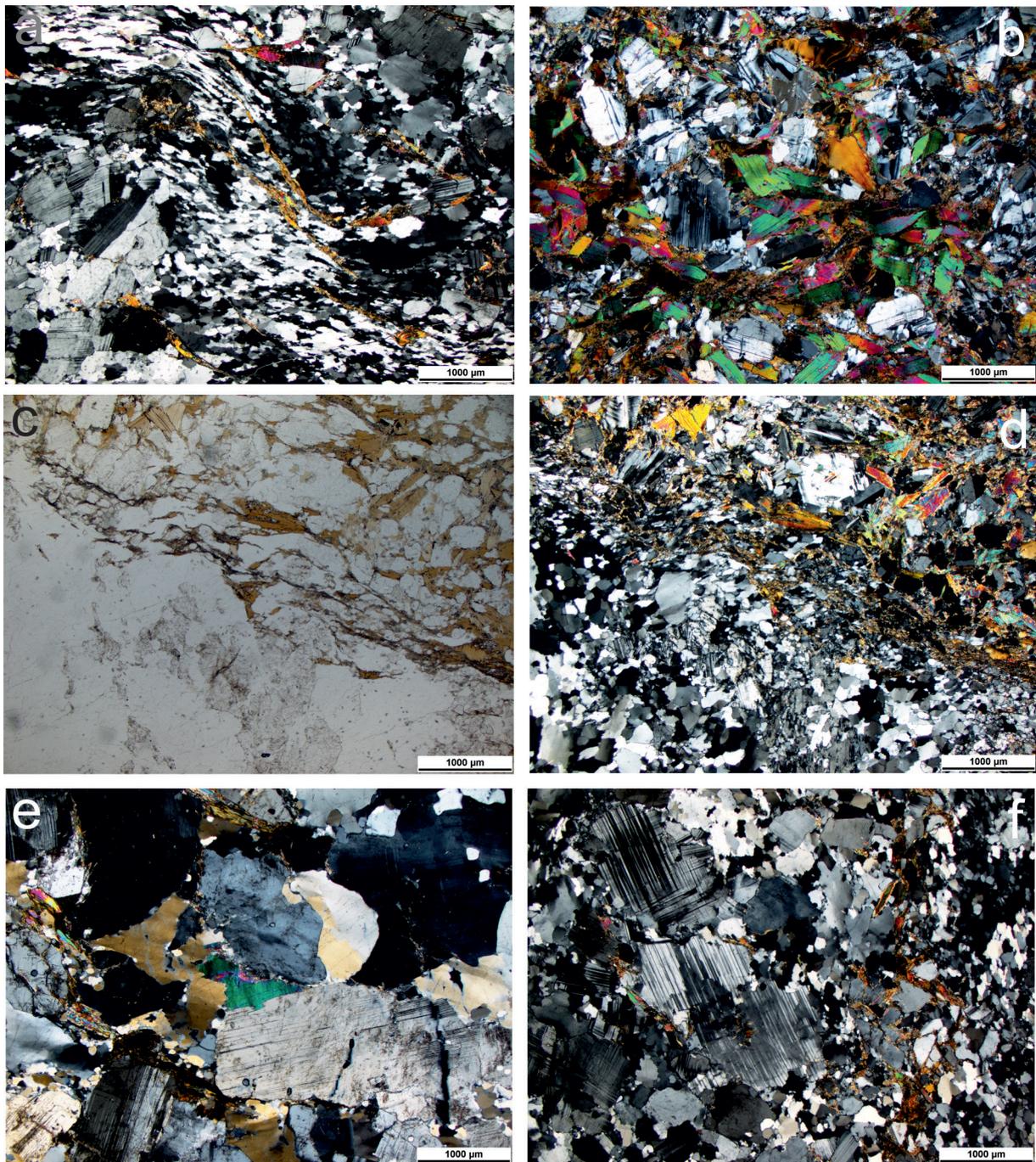


Abb. 25: a) Dynamisch rekristallisierter Quarz innerhalb einer Scherbahn im Ax-Granit (XPL-Aufnahme, Dünnschliff 29.1.1). b) Deformierter, glimmerreicher Quarzmonzonit (XPL-Aufnahme, Dünnschliff 29.1.2). c, d) Grenze vom Quarzmonzonit (oberer rechter Bildbereich) zum Ax-Granit. (EPL- (c) und XPL- (d) Aufnahme, Dünnschliff 29.1.1). e) Ax-Granit mit undulös auslöschenden Quarzen. (XPL-Aufnahme, Dünnschliff 29.3). f) Plagioklase und partiell dynamisch rekristallisierte sowie undulös auslöschende Quarze in Ax-Granit. (XPL-Aufnahme, Dünnschliff 29.1.1). In beiden Schliffen tritt der Deformationsgrad deutlich zurück.

deutlich größeren Anteil an Quarz. Hinzu kommen 35 % Plagioklas, 25 % Orthoklas sowie 5 % Biotit und Muskovit. Die Minerale sind im Ax-Granit deutlich größer: die Feldspäte erreichen zwischen 600 μm und 4 mm. Die Quarze sind zwischen 100 μm und 1400 μm groß, die Glimmerplättchen zwischen 100 μm und 400 μm . Das Gefüge lässt sich als holokristallin beschreiben (Abb. 25). Die Deformation innerhalb des Ax-Granits zeigt sich anhand von dynamisch rekristallisiertem Quarz in Scherbahnen.

In den Dünnschliffen 29.1.1 und 29.4 wurde die Grenze zwischen den beiden Lithologien untersucht. Die Mineralzusammensetzungen und Mineralgrößen ähneln den bereits beschriebenen Dünnschliffen. Interessant ist jedoch, dass in Dünnschliff 29.1.1 innerhalb des deformierten Quarzmonzonits eine *disjunctive cleavage* mit einigen *c'-type*-Scherbändern ausgebildet ist. Dies setzt sich im Ax-Granit fort. Sowohl die Grenze zwischen den Lithologien (Abb. 25) als auch die Scherbahnen im Ax-Granit sind durch große Mengen an dynamisch rekristallisiertem Quarz und Feldspat dokumentiert. In den Quarzen und Feldspäten beider Gesteine tritt Subkornbildung auf. Zwischen den rekristallisierten Mineralen befinden sich große Orthoklasfragmente sowie eingeregelter Glimmerplättchen. Anhand dieses Gefüges ist eine mylonitische Beanspruchung der Gesteine nachvollziehbar. Die Foliation passt sich der S_m an.

Aufschluss 30 bildet bei Meter 2040 bis Meter 2050 den Abschluss des Profils. Aufgeschlossen ist hier weißlicher Ax-Granit. Charakteristisch sind Feldspäte und Quarze, zwischen denen sich einige Biotite befinden (Tafel 6). Teilweise lassen sich makroskopisch einige kleine Bruchstrukturen erkennen. Eine Foliation ist makroskopisch nicht sichtbar. Die Mineralzusammensetzung ergibt 40 % Orthoklas, 30 % Quarz, 20 % Plagioklas und 10 % Muskovit und Biotit. Die Feldspäte sind bis zu 3 mm groß. Der Quarz bildet bis zu 1500 μm große Minerale. Die Glimmer erreichen Größen bis zu 700 μm . Im Dünnschliff deuten sich lediglich lokal begrenzte, bis zu 2 mm dicke Einregelungsdomänen von Quarz an (Abb. 26). Große Feldspäte zeigen oftmals spröde, mit Quarz und Muskovit verfüllte Brüche (Abb. 26).

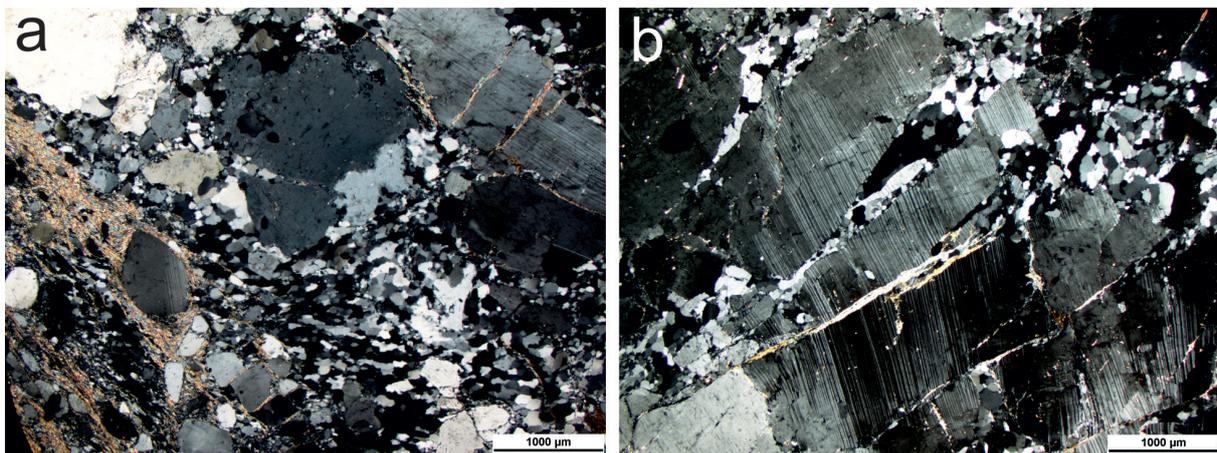


Abb. 26: a) Deformation im Ax-Granit. Sichtbar sind runde Feldspatklasten in dynamisch rekristallisiertem Quarz und fein zerscherten Glimmern einer begrenzten Scherbahn (Diagonale Bildmitte). (XPL-Aufnahme, Dünnschliff 30.1). b) Spröde gebrochene Feldspäte. Die Risse sind mit rekristallisiertem Quarz und feinen Glimmern verfüllt.

4.4 Alpidische Deformation im Bereich der Mérens-Scher- und Störungszone

Im gesamten Profil lassen sich anhand von Harnischstriemung, spröden Rissen und einer Vorzugsrichtung von Klüftflächen und Rissen Einflüsse der alpidischen Orogenese nachweisen. In Aufschluss 15 zeigt sie sich anhand von Harnischflächen und -striemungen auf Bruchflächen. Diese streichen zwischen E-W und ENE–WSW und stehen mit circa 83° steil. Die Striemung zeigt sich durch feine, längliche Riefen auf der glattgeschliffenen Oberfläche. Alpidisch entstanden auch spröde Störungen, die duktile, variszische Scherbahnen versetzen. In Aufschluss 19 wird dies besonders deutlich. Eine circa 10 cm breite Scherbahn im deformierten Paragneis ist durch eine Störung um mehrere Zentimeter sinistral versetzt (Abb. 27). Neben diesen Strukturen sind häufig Klüfte und spröde Risse sowie verfüllte und nicht verfüllte Risse im Dünnschliff sichtbar.

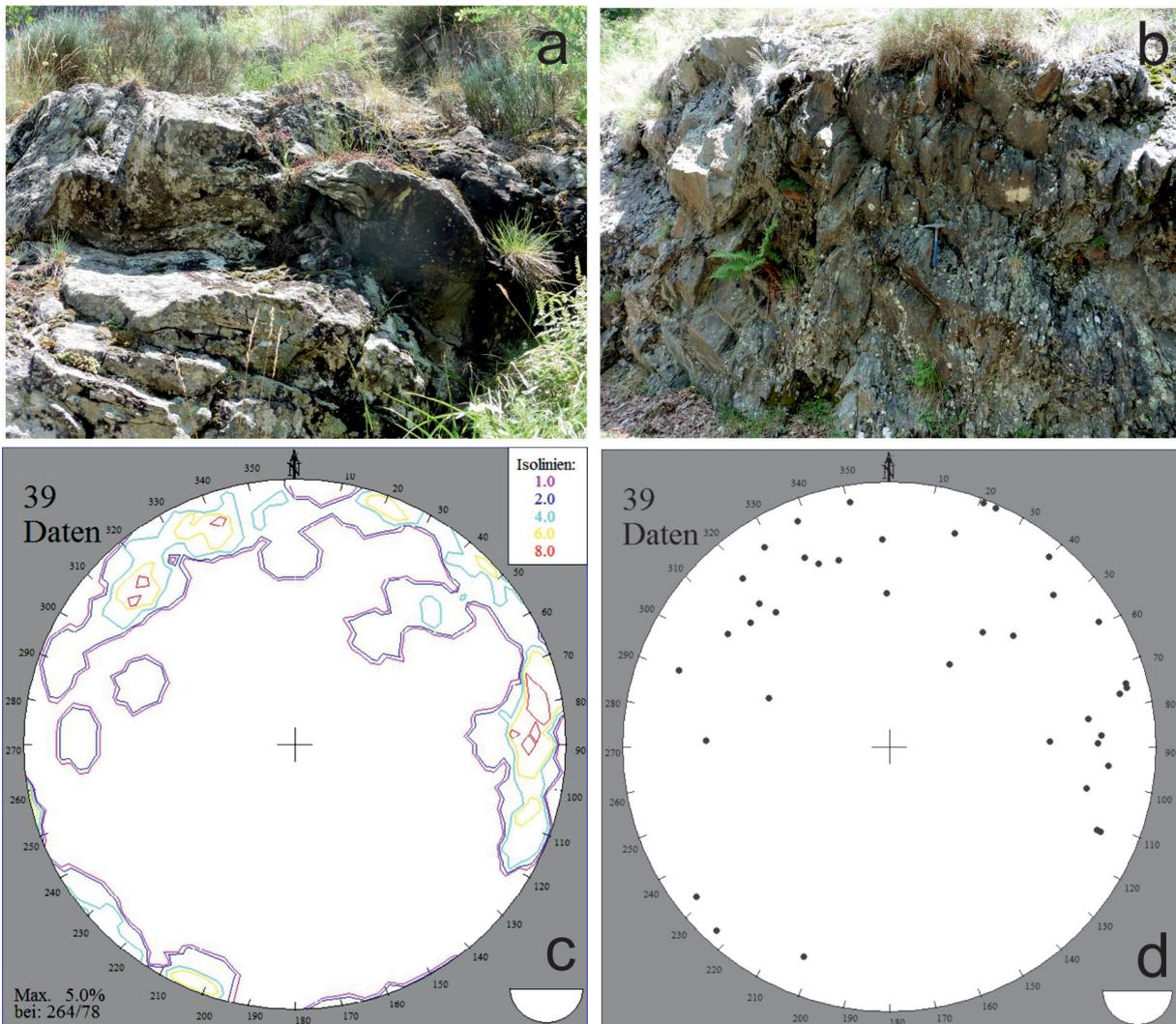


Abb 27: a) In Aufschluss 19 ist der Paragneis von einer prominenten Störungsbahn durchzogen. b) Aufschluss 21 mit tiefgreifender, spröder, vermutlich alpidischer Deformation. c, d) Isolinien- (c) und Polpunktdarstellung (d) von Flächen, die durch alpidische Sprödetektonik entstanden.

Anhand von Stereonetanalysen lassen sich die Streich- und Fallwerte der alpidischen Sprödtektonik darstellen. Die Werte streuen zwar über einen breiteren Bereich, es lässt sich aber ein Gesamtmaximum von 264/78 ableiten (Abb. 27). Es fällt auf, dass die spröden Strukturen im Winkel zu den duktil ausgebildeten, variszischen Deformationsstrukturen stehen. Diese, im abweichenden Winkel zur E-W streichenden MSFZ, können als R'-Strukturen im Rahmen der Riedel-Theorie bezeichnet werden (PASSCHIER & TROUW 2005). Sie entstanden im Zuge der alpidischen Reaktivierung der MSFZ als diskrete Mérens-Störungszone (MEZGER et al. 2012).

5. Schlussfolgerungen und Diskussion der Ergebnisse

Ob der Fülle an gewonnenen Daten und deren Schlussfolgerungen zur Entstehung und Mechanik der MSFZ ist diese Arbeit ein weiterer Schritt in der Erforschung des komplexen Scherzonensystems zwischen Hospitalet- und Aston-Dom sein. Durch die detaillierte Profilaufnahme der MSFZ im Bereich der Ortschaft Mérens-les-Vals können Aussagen über die Verteilung und Intensität der Deformation in diesem Profil getroffen werden. Die gewonnenen Daten sind zusammenfassend in einem detaillierten Profil im Maßstab 1:5.000 aufgezeigt (Abb. 2). Auf die Darstellung sämtlicher Pegmatite wurde zu Gunsten der Übersichtlichkeit verzichtet. Neun verschiedene Lithologien werden differenziert. Neben den mylonitisierten und deformierten Gesteinen im zentralen Bereich der Scherzone (deformierte Paragneise, Mylonite und deformierte Orthogneise) wurden die Metasedimente der Hospitalet-Orthogneis Sedimentabdeckung im Süden sowie der Ax-Granit im Norden unterschieden. Weiterhin existieren drei verschiedene Intrusionen sowie die Linse eines mylonitisierten Karbonats. Der südliche Teil des Profils bis ca. 380 m Richtung N besteht aus den Metasedimenten, genauer den Quarzreichen Phylliten der Sedimenthülle des Hospitalet-Gneisdoms. Innerhalb dieses Bereichs ist eine Zunahme der Deformation zu beobachten. Zu Beginn des Profils zeigen sich die Phyllite kaum deformiert. Nach Norden hin werden sie in einer *strain-partitioning* Zone gefaltet, ehe sie ab ca. Meter 170 des Profils in stark zerscherte Phyllite übergehen. In diesen Gesteinen ist nur noch die maßgebende Foliation S_m der MSFZ sichtbar. Während in den ersten Aufschlüssen bis Profilmeter 170 die Intensität der Deformation nur moderat ausgeprägt ist, sind die ab diesem Punkt folgenden Lithologien in einer *high-strain*-Zone der Scherzone deformiert und mylonitisiert worden. Bei Meter 378 ist die eingescherte Linse des mylonitisierten Karbonats zu finden. Auf die Karbonatlinse folgt der Wechsel der Lithologien zwischen den Phylliten und den Protomyloniten mit den eingescherten mylonitisch deformierten Pegmatiten. An dieser Stelle befindet sich die Mérens-Störung, die zwischen den beiden Gneisdomen verläuft. Der Grenzverlauf der Störung basiert auf der Darstellung von MEZGER et al. (2012).

Innerhalb der Mylonite befinden sich bei Meter 458,5 und Meter 705 des Profils zwei der drei Intrusionen. Nach der Dünnschliffanalyse konnten diese Gesteine als deformierter Metadiorit bzw. Metaquarzmonzodiorit klassifiziert werden. Beide Gesteine zeigen einen diffusen Intrusionskontakt zum Nebengestein sowie deutliche Deformation; jedoch lassen sich keine genauen Aussagen über die Größe der Intrusion sowie den Verlauf der Intrusion im Untergrund treffen. Bei Meter 1050 kommt es zum Wechsel zwischen Protomylonit und deformiertem Paragneis. Es sind erste Veränderungen der Deformationsintensität innerhalb der Aufschlüsse erkennbar. Diese weisen auf eine beginnende Abnahme des *strain* hin. Allgemein bleibt aber sowohl innerhalb der Mylonite als auch in den Paragneisen die steilstehende Foliation S_m der MSFZ bestehen. Alle größeren Scherbahnen verlaufen in diesen Gesteinen parallel zu dieser Foliation. Bei etwa Meter 1350 des Profils folgen auf die deformierten Paragneise die deformierten Orthogneise des Aston-Doms. Innerhalb dieser Gesteine setzt sich das *strain-partitioning* weiter fort. Dies ist anhand diskreter Scherbahnen im Profil verdeutlicht. In den

Orthogneisen gibt es stellenweise Bereiche, in denen nur die ursprüngliche Gneistextur (D_2) und keinerlei Deformation durch die Deformationsphase D_3 sichtbar ist. Ab ca. Meter 1650 des Profils beginnen die Scherbahnen im Orthogneis zu anastomisieren und die Bereiche der kaum D_3 -deformierten Orthogneise werden größer. Dennoch zeigen sich in diesen teilweise mehrere Meter mächtige Scherbahnen, in denen der Orthogneis mylonitisiert ist. Bei ca. Meter 2000 des Profils grenzt der Aston-Orthogneis an den Ax-Granit. Während die Grenzen zwischen den vorherigen Lithologien parallel zur S_m der MSFZ verlaufen, zeigt die Grenze zwischen Ax-Granit und Aston-Orthogneis Apophysen, die in den Orthogneis unregelmäßig eingreifen. Auch im Ax-Granit kann noch Deformation beobachtet werden. Dies spricht für seine Beanspruchung durch die MSFZ während D_3 . Im Ax-Granit befindet sich ein weiterer Magmatit, ein deformierter, Biotit-reicher Metaquarzmonzonit, der als Xenolith vorliegt. In allen Lithologien lässt sich anhand der Stereonetzanalysen die Ost zu West streichende, meist steilstehende Foliation der MFSZ nachvollziehen (Abb. 2).

DENÈLE et al. (2008) und MEZGER et al. (2012) beschreiben Scherzonen, wie die MFSZ, als die jüngsten variszischen Strukturen in der Axialzone. Diese durchschlagen und überprägen sowohl die „Suprastructure“ und „Infrastructure“ (S_1, S_2), als auch in Teilen die spätvariszischen granitoiden Plutone. Diese These kann durch diese Arbeit gestützt werden. Innerhalb der Scherzone lassen sich im *high-strain* Bereich alle duktilen Deformationsstrukturen dem Deformationsevent D_3 zuordnen. Die Gesteine sind so stark mylonitisiert, dass bis auf einige Ausnahmen keine klare Aussage über das Ausgangsgestein getroffen werden kann. In diesen Gesteinen ist S_m gleichzusetzen mit S_3 , der maßgebenden Foliation der MSFZ. Nur in den Gesteinen am Rand der Scherzone können teilweise Strukturen erkannt werden, die der Deformation D_2 des Aston- bzw. des Hospitalet-Gneisdoms zuzuordnen sind. Diese Strukturen finden sich zum einen mit der Gneistextur in den Orthogneisen des Aston-Doms, zum anderen in den gefalteten Phylliten am südlichen Ende des Profils. Ebenso kann durch diese Arbeit bestätigt werden, dass die spätvariszischen granitoiden Plutone von der Scherzone beansprucht werden. In diesem Fall sind im angrenzenden Ax-Granit deutliche Deformationsstrukturen in Form von Scherbändern, Subkornbildung und dynamischer Rekristallisation sichtbar. Diese Strukturen lassen sich ebenfalls D_3 zuordnen, da der Ax-Granit im Allgemeinen keine makroskopisch erkennbare Foliation aus D_2 aufweist. Es existiert lediglich eine magnetische Foliation, die über AMS-Studien (*Anisotropy of magnetic susceptibility*) nachgewiesen wurde (DENÈLE et al. 2009a).

Die von MEZGER et al. (2012) beschriebenen Lithologien in der MSFZ können anhand dieser Arbeit bestätigt und weiter differenziert werden. Anhand der Dünnschliffanalysen wurden die Intrusionen als Metadiorite, Metaquarzmonzodiorite und Metaquarzmonzonite bestimmt. Ebenfalls kann bestätigt werden, dass die Mylonite im zentralen Bereich der Scherzone im einem *high-strain*-Bereich deformiert wurden.

Im Bereich der MSFZ lassen sich anhand von Scherbändern und Glimmerfischen dextrale wie auch sinistrale Schersinne bestimmen, wobei jedoch der Großteil der Schersinnindikatoren einen dextralen Schersinn anzeigt. Diese Tatsache lässt sich mit dem variszischen dextralen Hauptdeformationsevent D_3 erklären. Duktile sinistrale Merkmale können beispielsweise durch Relativbewegungen von Klagen untereinander während der Deformation entstanden sein. Der bestimmte Hauptschersinn deckt sich somit mit Aussagen der Arbeiten von u.a. DENÈLE et al. (2008) und MEZGER et al. (2012), die ebenfalls von einer dextralen, reverskinematischen Hebung des Aston-Doms auf den Hospitalet-Dom ausgehen. PASSCHIER & TROUW (2005) beschreiben das Verhalten von Quarz- und Feldspataggregaten im Verhältnis zur Tiefe. Da im Profil die Feldspäte teilweise auch duktil deformiert wurden sowie Subkornbildung bis hin zu Rekristallisation zeigen, ist nach PASSCHIER & TROUW (2005) von einem maximalen

Metamorphosegrad mit Temperaturen bis hin zu 500 °C - 650 °C auszugehen. Die in den deformierten Pegmatiten gefundenen Fibrolithe sind ebenso ein Indiz für solche Temperaturen. Diese These unterstützen auch DENÈLE et al. (2008, 2009a, b) für den Bereich der östlichen Scherzone, was im Zusammenhang mit der Intrusion von kalkalkalischen Magmatiten, in dem Falle die der Pegmatitgänge, steht. Die Gesamtheit aller beobachteten duktilen und spröduktilen Deformationsmerkmale lässt einen Metamorphoserahmen zu, der von grünschieferfaziellen Bedingungen in der *strain partitioning* Zone bis hin zu amphibolitfaziellen Metamorphose-graden in der *high-strain* Zone reicht. Dies unterstützt die Arbeit von MEZGER et al. (2012), die die Metamorphosebedingungen innerhalb der Scherzone mindestens der Grünschieferfazies zuordnen.

MCCAIG (1988) beschreibt die Zirkulation von Fluiden innerhalb von Scherzonen, die zur Alteration der Minerale führen. Eine Alteration innerhalb der MSFZ wird auch in MEZGER et al. (2012) beschrieben und kann durch diese Arbeit ebenfalls bestätigt werden. Innerhalb der Scherzone wurden im Arbeitsgebiet in fast allen Proben Spuren von Chloritisierung und Serizitisierung gefunden. Diese zeigen sich vor allem im Bereich von Scherbahnen. Dies bestätigt MCCAIG (1988) in seiner These, dass die Fluide innerhalb der Schwächezonen zirkulieren. MEZGER et al. (2012) gehen von Fluidzirkulation innerhalb der Scherzone während der alpidischen Reaktivierung aus, die zur Chloritisierung der Minerale geführt hat.

Wie bereits dargestellt wurde, sind innerhalb des Profils mehrfach mafische und pegmatitische Intrusionen aufgeschlossen, die zum Großteil deutliche Spuren von Deformation aufweisen. Es ist zu vermuten, dass die Platznahme der magmatischen Intrusionen zu unterschiedlichen Zeiten innerhalb der Deformationsphase D₃ stattgefunden haben muss, da sie teilweise, auch kleinräumig, verschieden starke Ausbildungen im Grad der Mylonitisierung besitzen. In ihrer Gesamtheit sind sie jedoch alle syntektonisch intrudiert. Eine genaue Aussage über die Zeitabfolge der Intrusionen ist nicht zu treffen. Bei Arcalis datierte SCHNAPPERELLE (2017) einen deformierten, leukokraten Pegmatit mit einem Alter von $299,6 \pm 3,6$ Ma und $287,6 \pm 5,5$ Ma. Dies bietet einen Hinweis auf das Alter der D₃-Deformation.

Sowohl MEZGER et al. (2012), als auch DENÈLE et al. (2008) sprechen in ihren Arbeiten die alpidische, spröde Reaktivierung der MSFZ an. Wie in Kapitel 4.4 beschrieben, können in diversen Aufschlüssen des Profils deutliche Hinweise auf alpidische, spröde Deformation gefunden werden. Zu nennen sind hier vor allem Harnischflächen und -striemungen, Klüfte und spröde Störungen. Diese Elemente zeigen in der Regel einen sinistralen Schersinn. Im Dünnschliff konnte spröde Deformation anhand von verfüllten und nicht verfüllten Rissen in Mineralen und im Gestein nachgewiesen werden.

6. Danksagung

Die Autoren bedanken sich bei Herrn Gerald Berthold, Arbeitsgruppe Petrologie und Lagerstättenkunde des Institutes für Geowissenschaften und Geografie der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg für die Präparation der Proben und Dünnschliffe. Herr Christopher Rzeha half dankenswerterweise tatkräftig bei den Profilaufnahmen in Südfrankreich. Frau Sonia Banze stand während der Anfertigung der Masterarbeit mit Rat und Tat zur Seite. Studium und Erstellung der Masterarbeit vom Autor Michael Ostkamp wäre ohne die logistische und ideelle Unterstützung seiner Eltern nicht möglich gewesen.

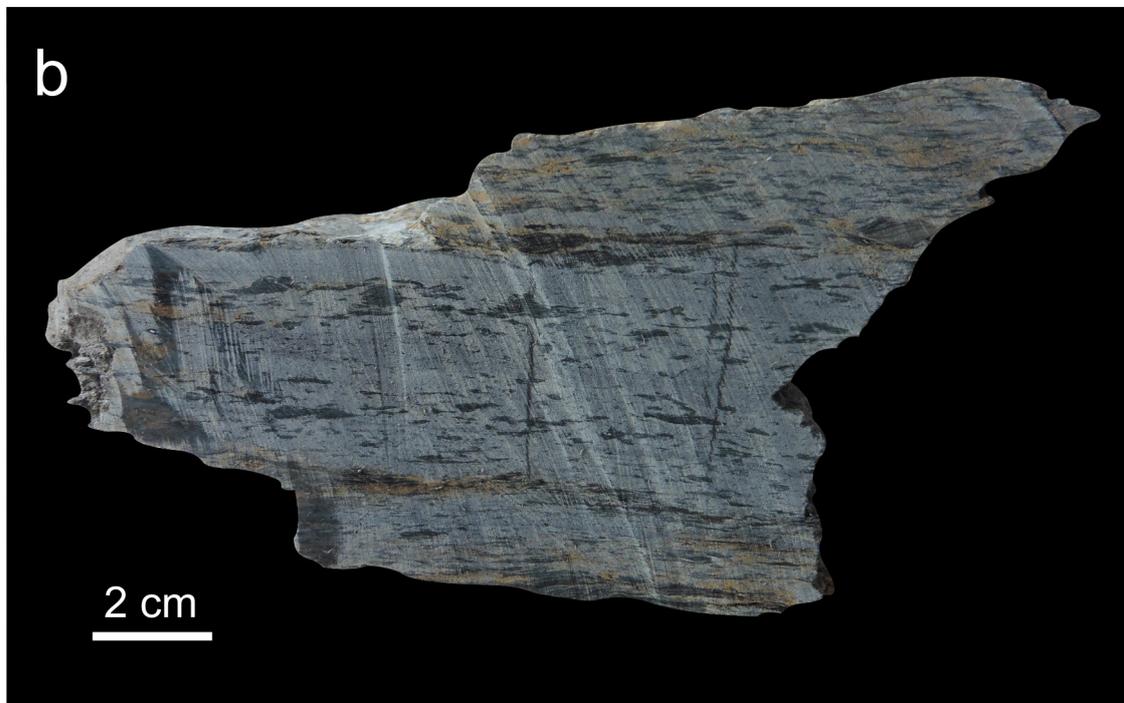
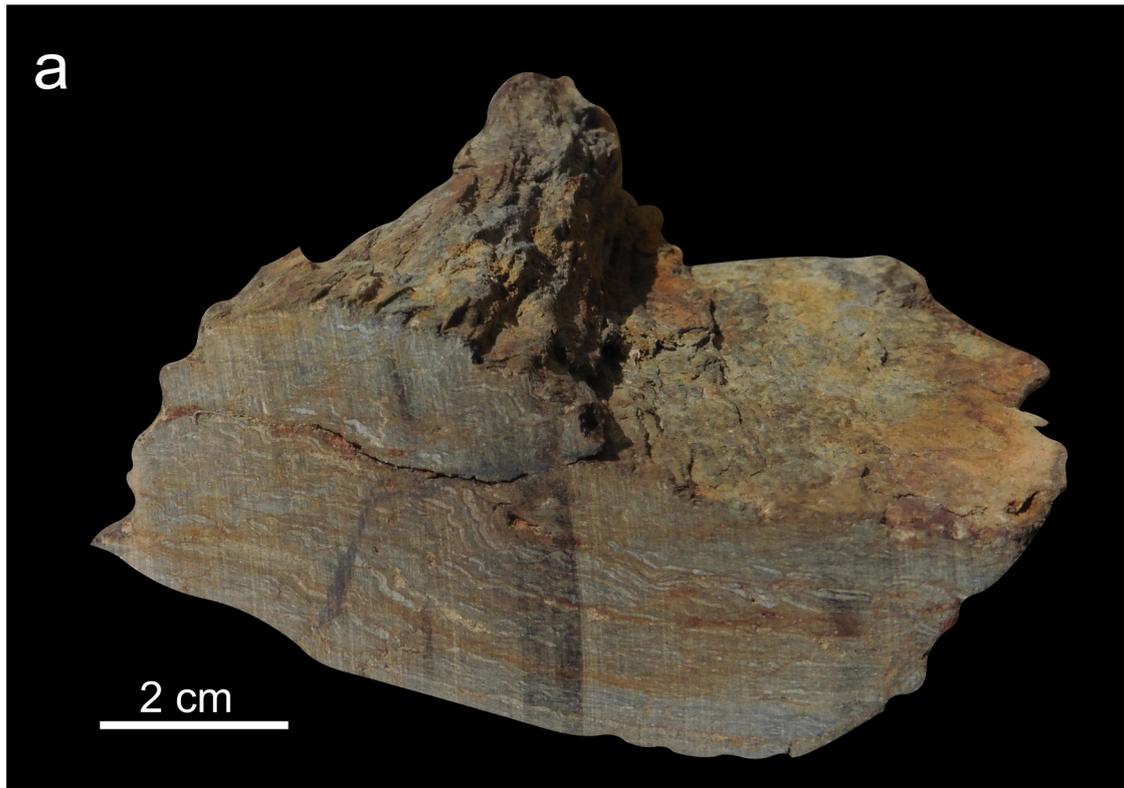
7. Literaturverzeichnis

CARRERAS, J. & CAPELLA, I. (1994): Tectonic levels in the palaeozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. *Journal of Structural Geology*, 16 (11), 1509-1524.

- CHOUKROUNE, P. (1992): Tectonic Evolution of the Pyrenees. *Annual Reviews Earth Planet. Sci.*, 20 (1992), 143-58.
- CHOUKROUNE, P., ROURE, F., PINET, B. & ECORS Pyrenees Team (1990): Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics*, 173 (1990), 411-423.
- CLARIANA, P. & GARCIA-SANSEGUNDO, J. (2009): Variscan structure in the eastern part of the Pallaresa massif, Axial Zone of the Pyrenees (NW Andorra). Tectonic implications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 180 (6), 501-511.
- COCHELIN, B., LEMIRRE, B., DENÈLE, Y., DE SAINT BLANQUAT, M., LAHFID, A. & DUCHENE, S. (2017a): Structural inheritance in the Central Pyrenees: The Variscan to Alpine tectono-metamorphic evolution of the Axial Zone. *Journal of the Geological Society*, 175 (2), 336-351.
- COCHELIN, B., CHARDON, D., DENÈLE, Y., GUMIAUX, C. & LE BAYON, B. (2017b): Vertical strain partitioning in hot Variscan crust: Syn-convergence escape of the Pyrenees in the Iberian-Armorican syntax. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 188 (6), 39.
- COCHERIE, A., BAUDIN, T., AUTRAN, A., GUERROT, C., FANNING, M., C. & LAUMONIER, B. (2005): U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early Ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire (France): new U-Pb zircon datings. *Bull. Soc. geol. Fr.*, 176, 269-282.
- DENÈLE, Y., OLIVIER, P. & GLEIZES, G. (2008): Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: The Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France). *Journal of Structural Geology*, 30, 1138-1149.
- DENÈLE, Y., OLIVIER, P., GLEIZES, G. & BARBEY, P. (2009a): Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, 477, 244-261.
- DENÈLE, Y., OLIVIER, P., GLEIZES, G. & BARBEY, P. (2009b): The Hospitalet gneiss dome (Pyrenees) revisited: lateral flow during Variscan transpression in the middle crust. *Terra Nova*, 19, 445-453.
- DENÈLE, Y., BARBEY, P., DELOULE, E., PELLETER, E., OLIVIER, P. & GLEIZES, G. (2009c): Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 180 (3), 209-216.
- DENÈLE, Y., LAUMONIER, B., PAQUETTE, J.-L., OLIVIER, P., GLEIZES, G. & BARBEY, P. (2014): Timing of granite emplacement, crustal flow, and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. In: SCHULMANN, K., MARTINEZ CATALÁN, J. R., LARDEAUX, J.M., JANOUSEK, V. & OGGIANO, G. (eds): *The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust*. Geological Society, London, Special Publications, 405, 265-287.
- DELOULE, E., ALEXANDROV, P., CHEILLETZ, A., LAUMONIER, B. & BARBEY, P. (2002): In-situ U-Pb zircon ages for early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: The Canigou orthogneisses. *Int. J. Earth Sci.*, 91, 398-405.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*. 1141 S., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- MCCAIG, A. M. (1988): Deep fluid circulation in fault zones. *Geology*, 16 (10), 867-870.
- MCCAIG, A.M. & MILLER, J.A. (1986): ^{40}Ar - ^{39}Ar age of mylonites along the Merens fault, central Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 149-172.

- MEZGER, J. E. (2009): Transpressional tectonic setting during the main Variscan deformation: evidence from four structural levels in the Bossòst and Aston-Hospitalet mantled gneiss domes, central Axial Zone, Pyrenees. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 180 (3), 199-207.
- MEZGER, J. E., SCHNAPPERELLE, S. & RÖLKE, C. (2012): Evolution of the Central Pyrenean Mérens fault controlled by near collision of two gneiss domes. *Hallesches Jahrbuch*, 34, 11-29.
- MEZGER, J.E. & RÉGNIER, J-L. (2016): Stable staurolite-cordierite assemblages in K-poor metapelitic schists in Aston and Hospitalet gneiss domes of the central Pyrenees (France, Andorra). *Journal of Metamorphic Geology*, 24, 167-190.
- PAQUETTE, J., GLEIZES, G., LEBLANC, D. & BOUCHEZ, J.L. (1997): Le granite de Bassiès (Pyrénées): Une pluton syntectonique d'âge Westphalien. *Géochronologie U/Pb sur zircons. Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Série 2. Sciences de la Terre et des planetes*, 324 (5), 387-392.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. (2005): *Microtectonics*. 2. überarbeitete und erweiterte Auflage, 366 S., Springer Verlag, Berlin Heidelberg.
- PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF, C. (1993): *Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff*. 2. völlig neu bearbeitete Auflage, 237 S., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- ROBERTS, M.P., PIN, C., CLEMENS, J.D. & PAQUETTE, J.-L. (2000): Petrogenesis of mafic to felsic plutonic rock associations: the calc-alkaline Querigut Complex, French Pyrenees. *J. Petrology*, 41 (6), 809-844.
- SCHMID, S.M. & HANDY, M.R. (1991): Towards a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonophysical implications. In: MÜLLER, D.W., MCKENZIE, J.A. & WEISSERT, H. (eds): *Controversies in modern geology, evolution of geological theories in sedimentology, earth history and tectonics*. Academic Press London, 339-361.
- SCHNAPPERELLE, S. (2017): *Mikrotektonische und geochronologische Untersuchungen von Intrusiva in Gneisdomen der Zentralpyrenäen: Eine zeitliche Einordnung der variszischen Hauptdeformationsphase in der Axialzone der Pyrenäen*. Dissertation Martin-Luther-Universität Halle Wittenberg, 128 S. + Anhang. <http://nbn-resolving.de/urn:nbn:de:gbv:3:4-19379>.
- VAN DEN EECKHOUT, B. (1986): A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France). *Geologica Ultraiectina*, 45, 1-189.
- VAN DEN EECKHOUT, B. & DE BRESSER, H. (2014): On the dextral offset of a Variscan shear zone across the Mérens fault in the central Pyrenees (Andorra, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 185(2), 131-143.
- VERGES, J., FERNÁNDEZ, M. & MARTÍNEZ, A. (2002): The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. In: ROSENBAUM, G. & LISTER, G. S. (2002): *Reconstruction of the Alpine-Himalayan Orogen*. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 57-76.
- VISSERS, R. L. M. (1992): Variscan in the Pyrenees. *Tectonics*, 11 (6), 1369-1384.
- ZWART, H. J. (1986): The variscan geology of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 9-27.

Tafel 1



a) Handstück des deformierten Quarzphyllits (Probe 2.1).

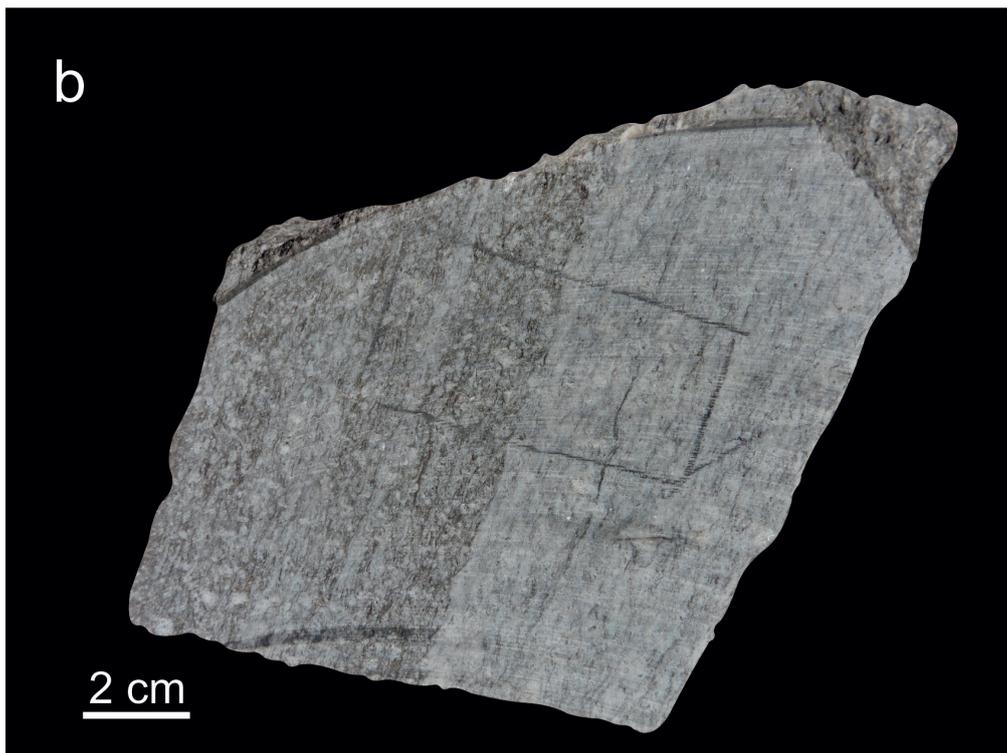
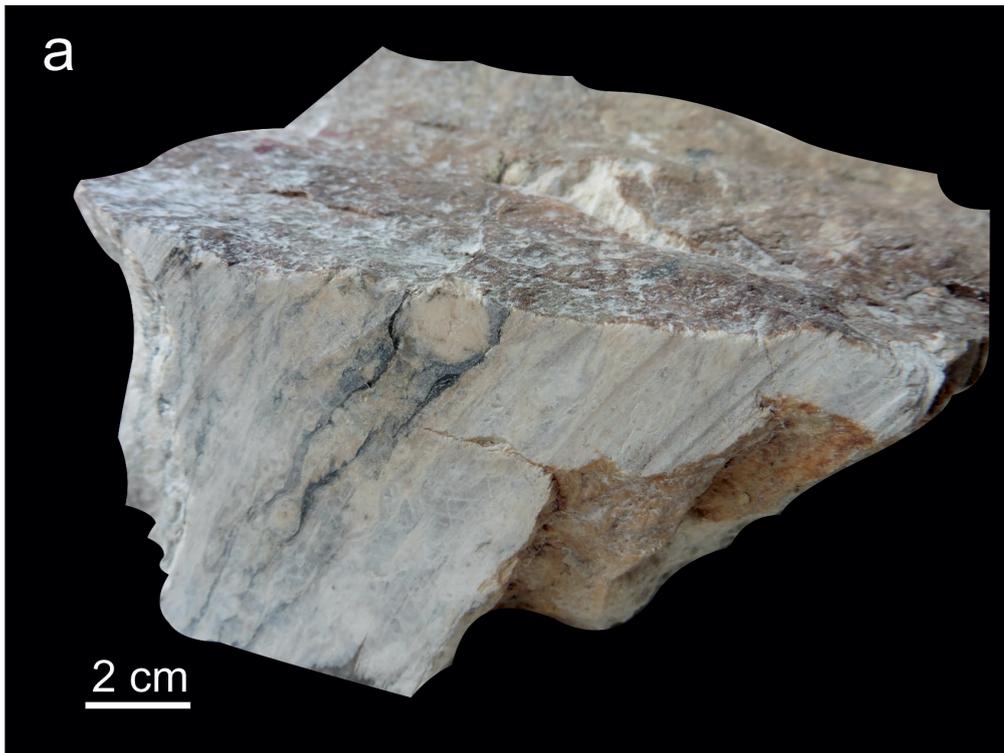
b) Handstück des Metakarbonats mit phyllitischen Zwischenlagen (Probe 7.2).

Tafel 2



a) Handstück des Protomylonits (Probe 8.2).
b) Handstück des Metadiorits (Probe 9.1).

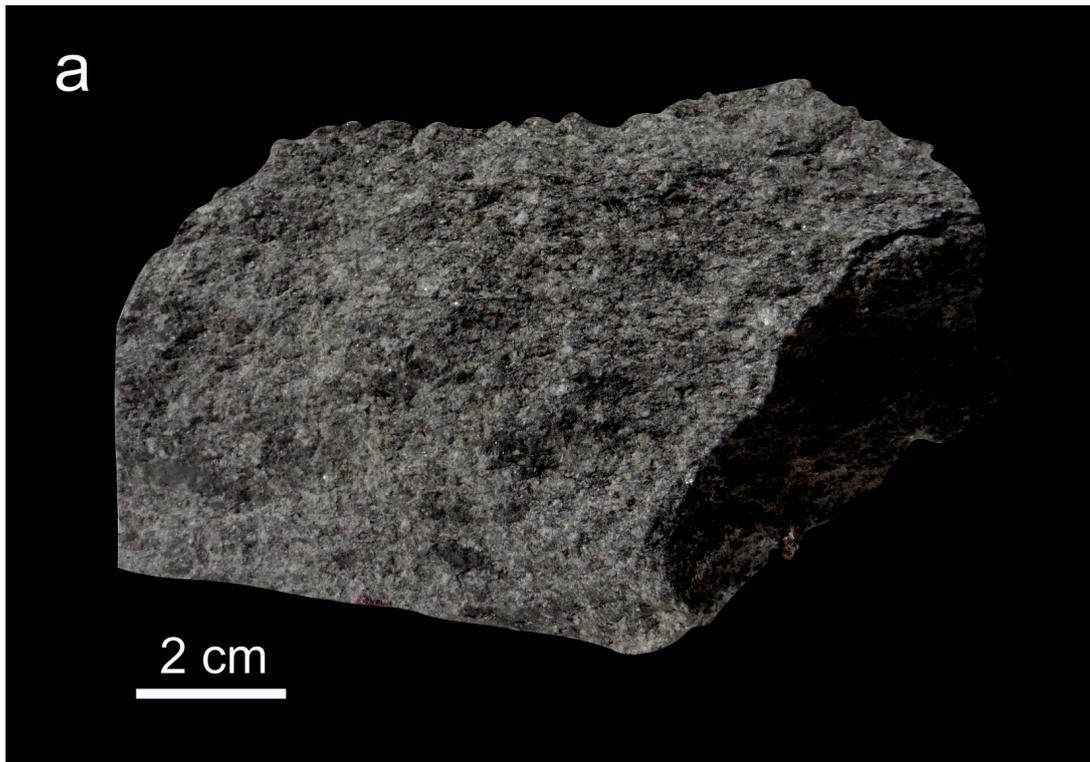
Tafel 3



a) Handstück des mylonitisierten Pegmatits (Probe 12.1).

b) Handstück mit Übergang zwischen dunklem und hellem Protomylonit (Probe 15.1).

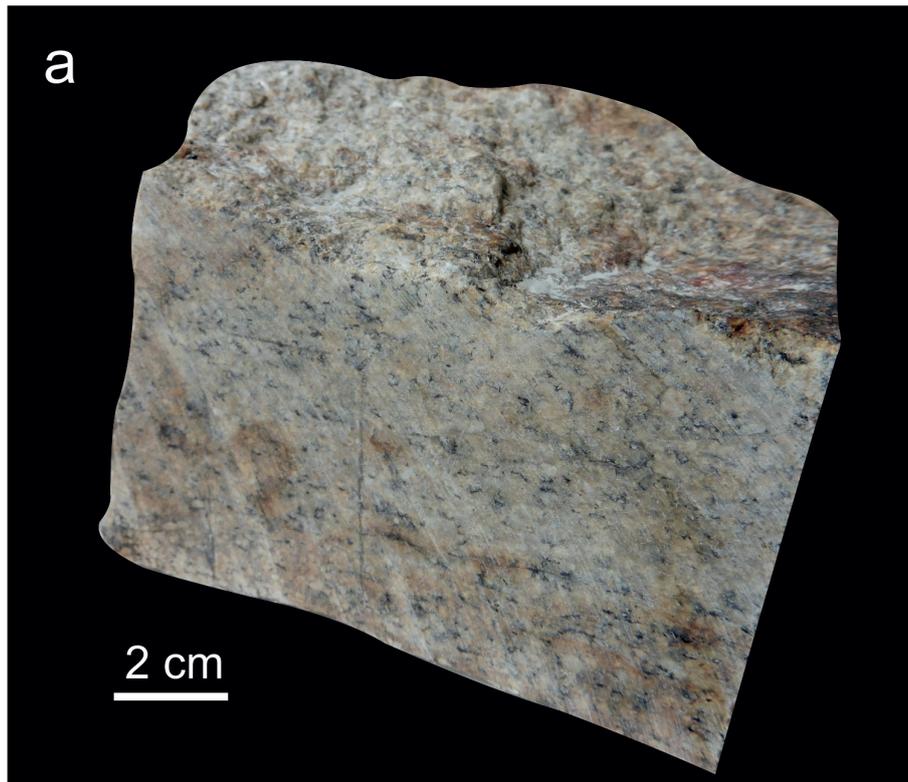
Tafel 4



a) Handstück des Metaquarzmonzodiorits (Probe 15.3).

b) Handstück des Paragneises mit leukokraten Lagen (Probe 20.1).

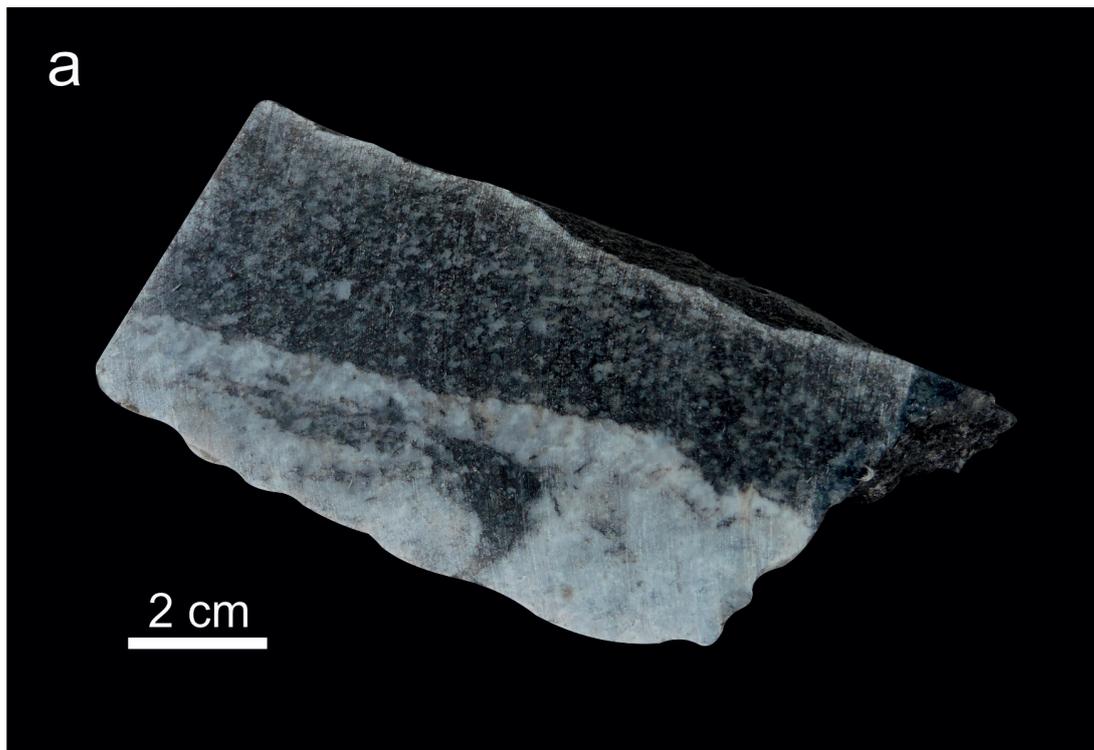
Tafel 5



a) Handstück eines Ax-Granits (Probe 26.3)

b) Handstück des Aston-Orthogneises mit D₃-Scherbahn (Probe 26.1).

Tafel 6



a) Handstück mit Kontakt zwischen Metaquarzmonzonit zu Ax-Granit (Probe 29.1).
b) Handstück des Ax-Granits (Probe 30.1).