C Die Gesteine im Mittleren Allochthon

Die Gesteinsbeschreibungen in diesem Anhang sollen einen Überblick über die typischen Gesteine des Mittleren Allochthons, die dem Grundgebirge zugerechnet werden, und vor allem über die mehr oder weniger feinen Unterschiede bei den Sedimentgesteinen des Deckgebirges ergeben. Insgesamt sollen durch die Differenzierungen der Gesteine des Deckgebirges Kriterien eingeführt werden, mit deren Hilfe eine kompilierte lithostratigraphische Säule als Arbeitsgrundlage für die vorliegende sowie für spätere Arbeiten in ihrem Aufbau begründet werden kann (Kapitel 2.4.2).

C.1 Kristallin - Allgemein

Um die Zuordung der Gesteine leichter zu verstehen, ist es sinnvoll, zunächst die noch erkennbar kristallinen Gesteine zu beschreiben, obwohl diese im Arbeitsgebiet eine geringere Rolle spielen. Bei allen im Dünnschliff untersuchten Gesteinen aus dem Grundgebirge im Arbeitsgebiet hat sich bisher in den meisten Fällen ein großer Alkalifeldspatreichtum ergeben. Daher wird, ausgehend vom Alkalifeldspat-Syenit, auf stärker deformierte Varianten übergegangen. Dadurch ist die weitere Argumentation anhand der Dünnschliffe transparenter.

Bei den wenigen kristallinen Gesteinen und Augengneisen sind die Augen selten größer als 1 cm. Nur in einem Fall wurden in Aufschlüssen auf der Långmyran östlich des Daikanbergets mehrere dezimetergroße Feldspatansammlungen festgestellt. Diese könnten, da sich im selben Gestein in der Nähe quadratmetergroße Augengneisreste befinden, eine Mischung aus brüchig und duktil zusammengeführten größeren Feldspäten darstellen. Eine schön erkennbare zunehmende Deformation ist auf der Südseite des Daikanberges zu finden. Die Augen werden dort immer flacher, bis eine durchgehende Schieferung das Aussehen des Gesteins bestimmt. Auf dem Ostufer des Dalsån, in der Nähe der Einmündung in den Dikaån (Abb. 2.2), ist eine Abnahme der Deformation von einer duktilen Trennung von Leukosom und Melanosom bis zum körnigen Gefüge in den darunter folgenden Gesteinen zu erkennen. Während die duktile Überprägung schnell, d.h. innerhalb der ersten Meter, abnimmt, bleibt die gneissige Textur über mehrere Zehner-Meter erhalten. Der Flußlauf folgt in diesem Bereich im wesentlichen der Überschiebungsbahn zur hangenden Decke. Die Basis derselben Decke zum Liegenden ist mit demselben Gestein etwas mehr als ein Kilometer südöstlich im Övre Landet aufgeschlossen (Abb. 6.1).

Allgemein scheint die Zunahme der Mylonitisierung mit einer Verdunklung der Gesteinsfarbe im Gesamteindruck einherzugehen. Dabei sind Gesteine mit kristallinem Gefüge hell (Abb. C.1), Gesteine mit beginnender Zerstörung hellgrün bzw. grasgrün (Abb. C.1) oder auch dunkelgrün (Abb. C.4 & 6.1), während stärker zerstörte je nach Deformation dunkelgrau, anthrazit, oder hell/dunkel gebändert sind. Mitunter treten bei mäßig zerstörten Protolithen, vor allem in regennassem Zustand, auch rötliche Farben auf.

C.1.1 Alkalifeldspat - Syenit

Ein helles körniges, an der Verwitterungsoberfläche fleckiges Gestein, vom Daikanberg stellte sich im Dünnschliff als das am besten erhaltene Kristallin im Arbeitsgebiet heraus (Abb. C.1), sofern man von verwitterungsbedingten Einflüssen absieht. Das Gestein enthält etwa 80% Kalifeldspat, Myrmekit und Antiperthit (blaues Farbenspiel). Plagioklas wurde nur sehr wenig gefunden (1%), Quarz gar nicht. Daneben waren Titanaugit, wenig Erz und etwas Chondrodit vorhanden. Diese Zusammensetzung ist die eines Alkalifeldspat-Syenits.

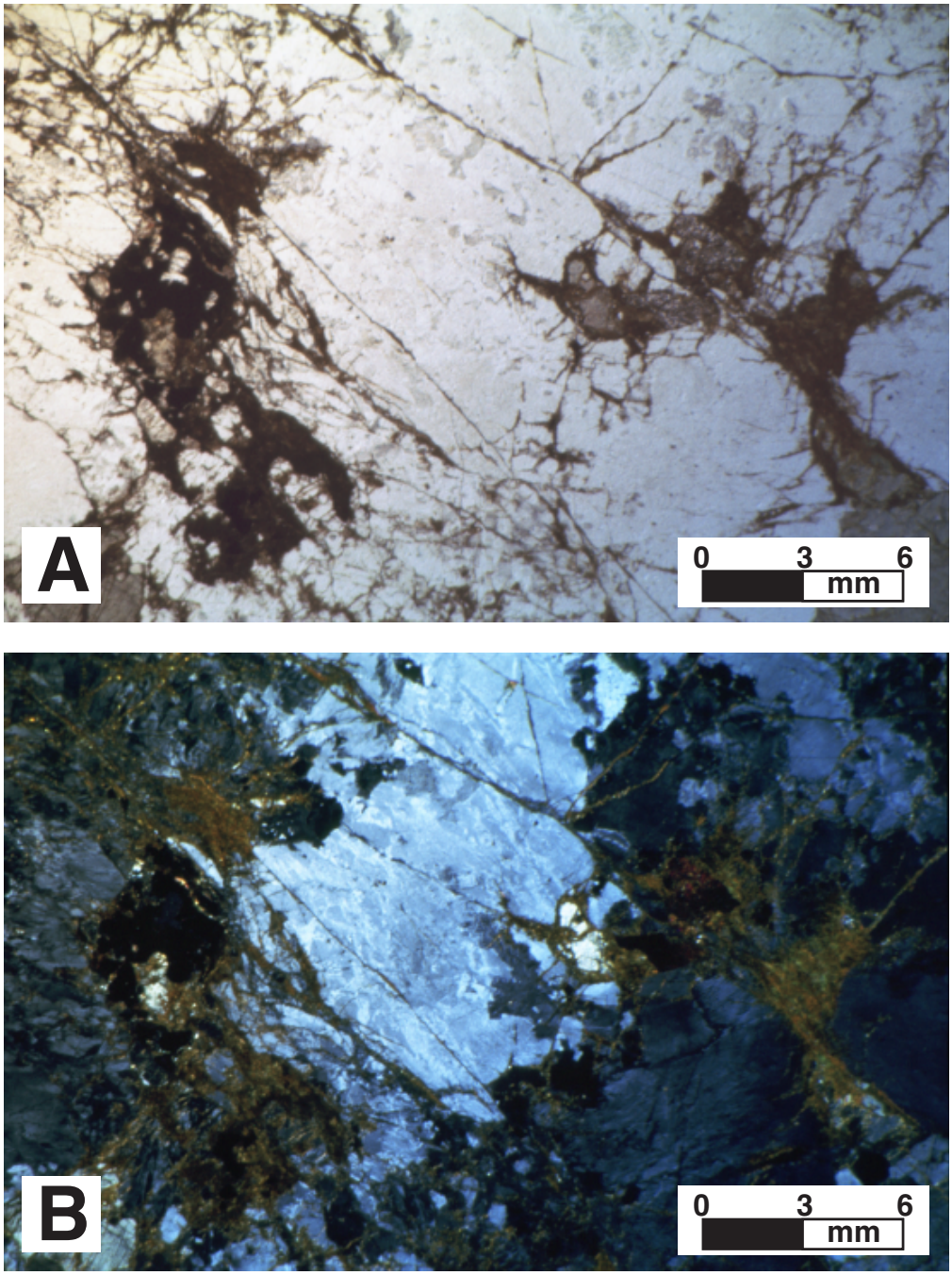


Abb. C.1: *Der Alkalifeldspat-Syenit vom Daikanberget zeigt große Perthite, etwas Sericit, wenig Erze, Orthit und Titanaugit. A. einfach polarisiertes Licht B. gekreuzte Polarisatoren. Das blaue Farbenspiel ist ein Hinweis auf Anorthoklas. Dies, sowie fehlende Natrium-Pyroxene bzw. Natrium-Amphibole identifizieren den Alkalifeldspat-Syenit.*

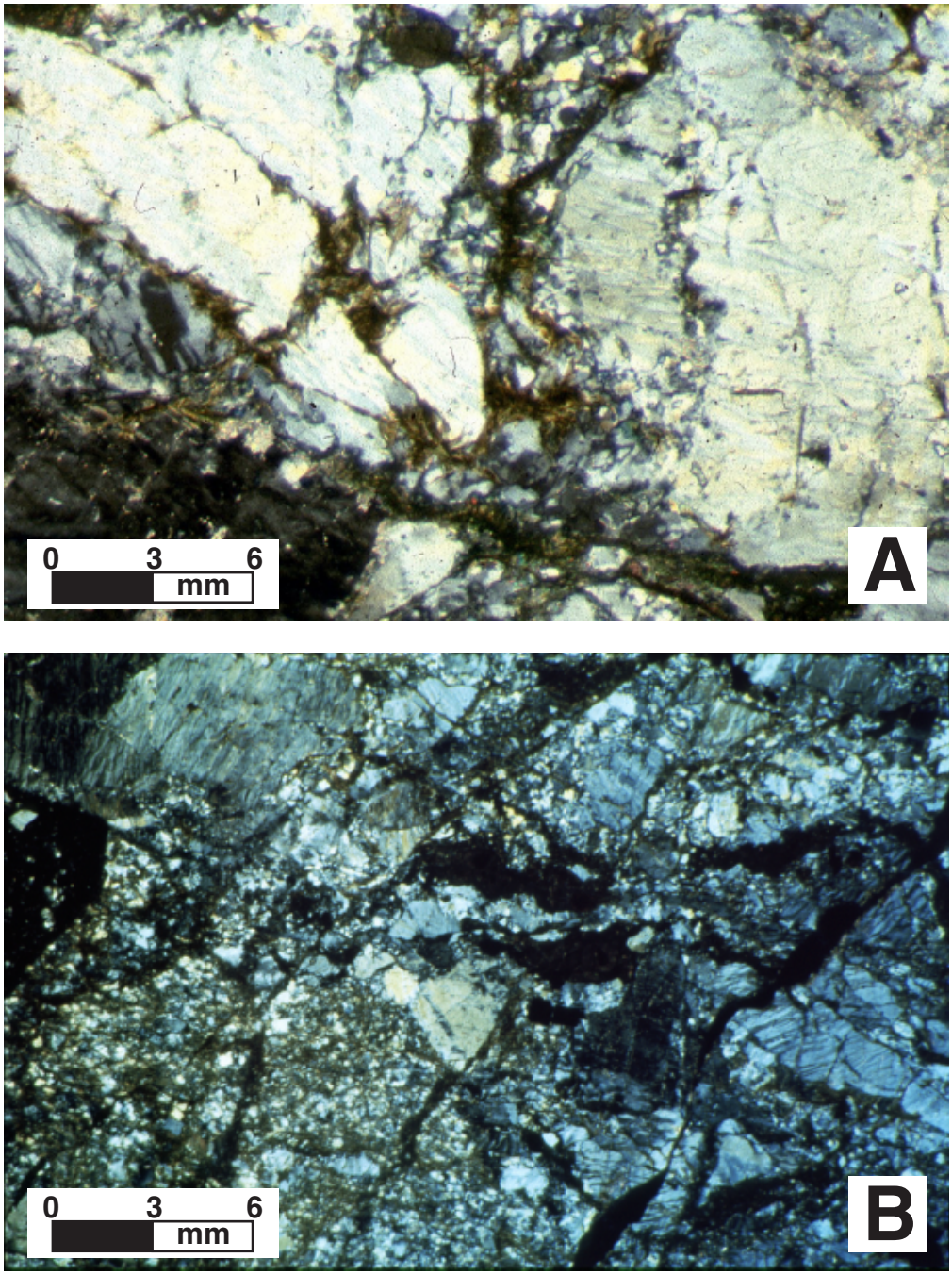


Abb. C.2: *Diese Probe von Bergland zeigt transgranular zerscherte Perthite, die jedoch noch als zusammengehörend identifizierbar sind. Der hohe Anteil an Mikroklin und Perthit weist auf eine syenitische Zusammensetzung hin. Äußerlich ist das Gestein grün und hat eine mit den Arkosen vergleichbare Oberflächentextur. Wie in Abb. C.1 ist im Dünnschliff ein blaues Farbenspiel des Anorthoklas zu beobachten. A. weitgehend erhaltene Minerale, B. stärker zerstört als A (beide Aufnahmen mit gekreuzten Polarisatoren)*

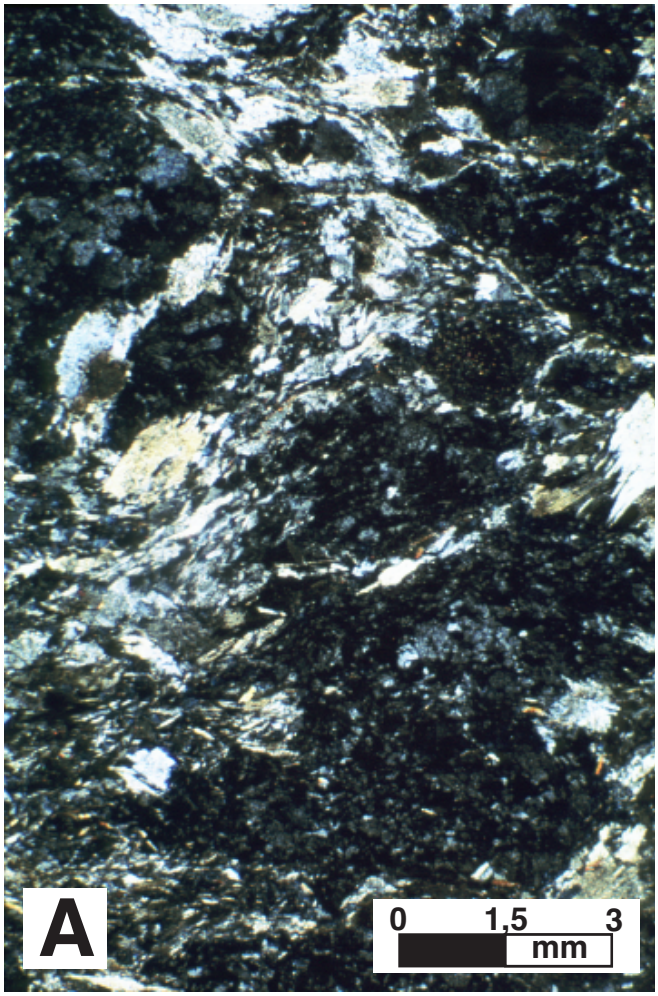
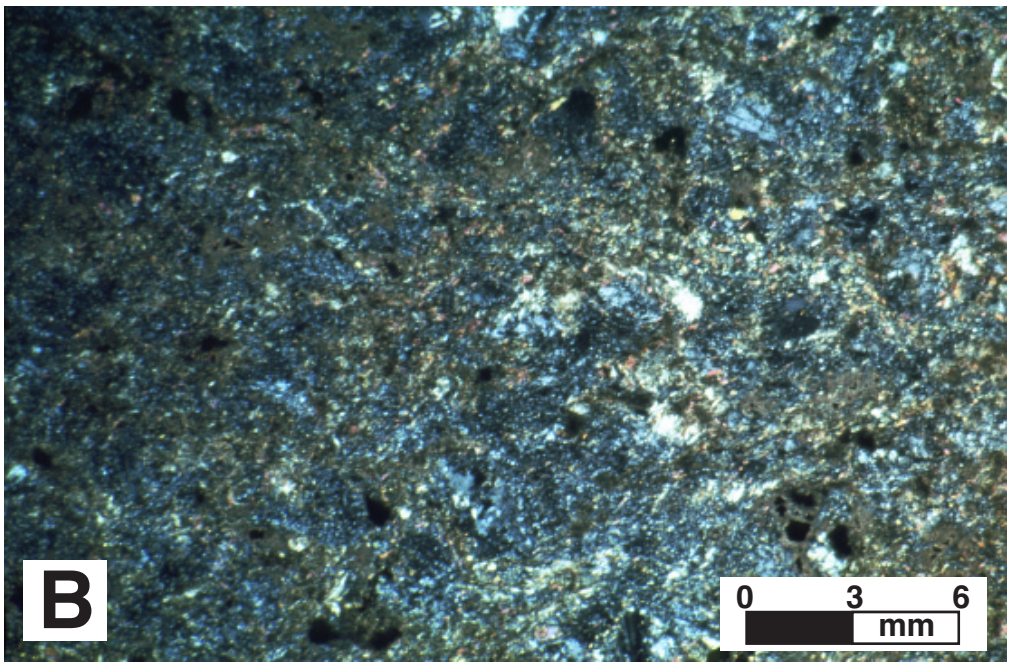


Abb. C.3: *Diese Gesteine zeigen im Vergleich zu Abb. C.1 & C.2 eine noch stärkere Zerstörung des Protoliths. A. stammt vom Sörbergsmyrbäcken auf der Westseite des Daikansjön, B. von der Mündung des Dikaån (Abb. 2.2), nur wenige Zentimeter über der Deckenüberschiebung zur liegenden Decke (Abb. 6.1).*

Das Gestein aus A. stammt aus einem am schwächsten deformierten Bereich aus einer ganzen Reihe von Aufschlüssen. Makroskopisch sind langgezogene Feldspatlinsen in einem grünen, teilweise leicht rötlichen Gestein zu erkennen. Mikroskopisch sind Epidot, Perthit, Hornblende etwas Plagioklas und Biotit bzw. Chlorit nach Biotit, wenig Quarz und auch retrograd umgewandelte Granate erkennbar. (gekreuzte Plarisatoren)

B. Obwohl die Beanspruchung durch die Bewegung auf der Überschiebungsfläche auf die Probe eingewirkt hat, ist der Protolith lediglich zerrieben, aber nicht rekristallisiert oder lagig umgebildet (Kataklastit). Im Dünnschliff sind einige größere Plagioklase erhalten, während die kleineren Fragmente mehrheitlich Alkalifeldspat sind. Darüber hinaus ist viel Chlorit und Epidot, etwas Amphibol und Karbonat vorhanden. Quarz und Erze bilden einen verschwindend geringen Anteil. (gekreuzte Plarisatoren)



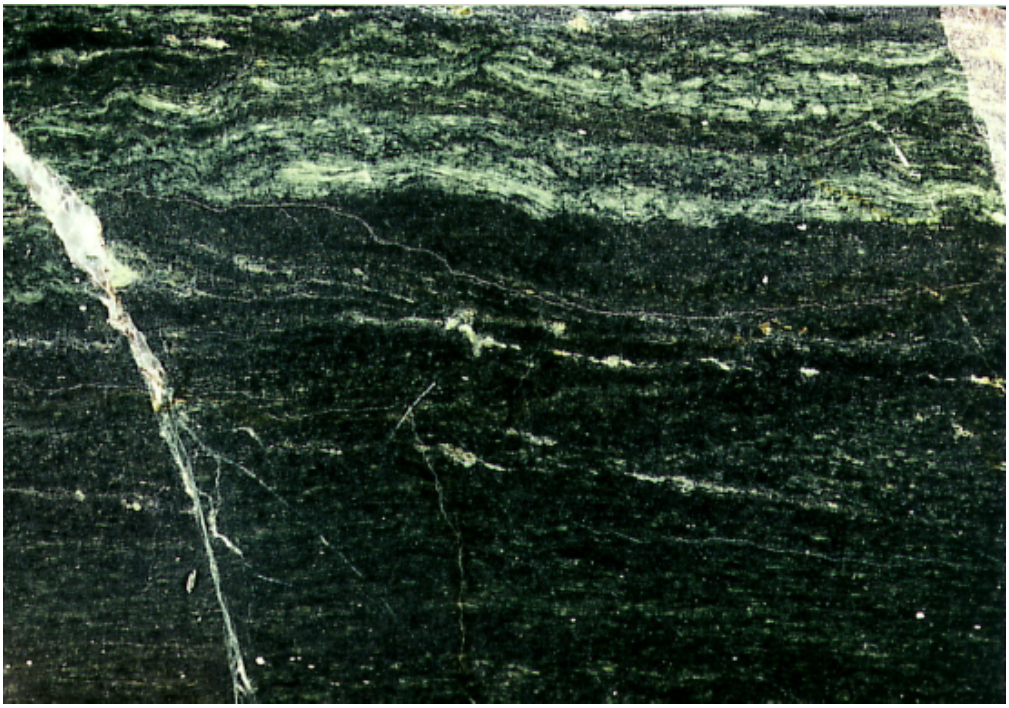


Abb. C.4: *Dieser dunkelgrüne Mylonit ist eine deformierte Form des Kristallins und entspricht dem Gestein aus Abb. 6.1. Äußerlich, auf der Verwitterungsoberfläche, sieht das Gestein mitunter einer Arkose sehr ähnlich (linke, obere Bildecke). Der Mineralbestand entspricht dem aus Abb. C.3 B. (Bildlänge ca. 10 cm)*

Erst im Dünnschliff wurden beim Gestein von der Rammelhällan (Abb. 2.2) südwestlich von Bergland mehrere Zentimeter große, nur leicht zerbrochene Feldspäte identifiziert (Abb. C.2). Der Verdacht, dieses äußerlich den grünen Arkosen (siehe Beschreibungen zu den Sedimenten) sehr ähnliche Gestein könnte nicht zu diesen gehören, war durch eine leicht purpurfarbige, besonders auf dendritische, kluftartige Strukturen konzentrierte Verfärbung nach der Durchnässung der Oberfläche durch einen heftigen Schauer ausgelöst worden. In trockenem Zustand könnte dieses Gestein leicht für eine Arkose gehalten werden. Eine durch Deformation entstandene und auf den ersten Blick eine Bankung suggerierende Gliederung ist ebenfalls vorhanden. Im Dünnschliff (Abb. C.2) stellte sich neben der verwitterungsbedingten Sericitisierung ein beträchtlicher Bestand an unterschiedlich stark zerstörten Flammenperthiten der stromatischen, myrmekitischen Form heraus. In den Rissen und im Zentrum großer Feldspäte tritt Verdrängung durch Kalzit und Glimmer auf. Besonders der Kalzit weist in diesen Fällen auf eine späte Durchdringung von Fluiden hin. Diese dürften auch die auftretenden Nester von Erzen (wahrscheinlich Pyrit, Bartusch 1995) hinterlassen haben. Plagioklas tritt stark zurück, während Mikroklin immer wieder zwischen den Perthiten zu finden ist. Akzessorien sind daher in Bergland wie auch in der Probe vom Daikanberg (Abb. C.1) vor allem Augit und Orthit. Natrium-Hornblende oder -Pyroxene sind genauso wie Quarz nicht vorgekommen. Daher konnte dieses Gestein als Alkalifeldspat-Syenit identifiziert werden.

C.1.2 Harrvik - Quarzsyenit

Dieses Gestein wird in Greiling et al. (2002) auf 1766 ±(15/12) Ma datiert. Seine in Rahmen zu der vorliegenden Arbeit festgestellte Verbreitung liegt zwischen der Ostseite des Daikanberges, Löshobbarna, der Långmyran und dem Jippmokkhobben. Aus tektonischen Gründen wird ein Anstehen unter der östlich des Dajkanberget gelegenen Hügelkette, die selbst aus Sedimenten aufgebaut ist, angenommen. Das Gestein ist wegen seines Quarzgehaltes ein Sonderling unter den bekannten Gesteinen des Arbeitsgebietes. Das Gestein hat im frischen Anschlag ein körniges, granitoides Aussehen, ist im verwitterten Zustand dunkelgrau, mitun-

Abb. C.5: *Ullisjaure-Grünstein von der Basis des Björklidhobben/Ullisjaure (Kapitel C.2.1, Abb. C.29). Die offene Klüftung stammt sehr wahrscheinlich von den Sprengungen im Straßenbau. Ältere, nach einer duktilen Phase entstandene Klüfte sind vollständig verheilt (längste Diagonale der Probe ca. 20 cm).*

ter rostig braun, sehr brüchig und splittrig. Dünnmächtigere, kleinere Linsen der in Greiling et al. 2002 stärker deformierten, lagigen, mylonitischen Variante wurden westlich des Daikansjön beobachtet. Nach Greiling et al. 2002 sind im Gestein hauptsächlich Orthoklas, Plagioklas und Quarz, daneben mafische Minerale, wie Epidot und Klinozoisit vertreten.

C.2 Mylonite

Mylonite im Arbeitsgebiet können allgemein als Gesteine betrachtet werden, bei denen eindeutig mehrphasige Deformation und/oder eine zur Unkenntlichkeit des Protoliths führende Deformation vorliegt. Aus Gesteinen, aus welchen noch eindeutig der kristalline Protolith bestimmbar ist, kann häufig über nahe beieinanderliegende Zonen mit zunehmender Deformation oder auch über Mineralassoziationen, die Zugehörigkeit anderer stark deformierter Gesteine zum Grundgebirge bestimmt werden. Vergleiche über den Mineralbestand im Dünnschliff können sich durchaus auf Vergleiche zwischen anteilig enthaltenen Feldspäten, wie Plagioklas, Perthit, Antiperthit und Mikroklin, bei geringen Quarzgehalten verlassen (Abb. C.1, C.2, C.11 - C.13). Häufig sind die chemischen Zusammensetzungen der Feldspäte sogar eng begrenzt (Abb. C.1 & C.2). Ohne solche Vergleichsmöglichkeiten zwischen den Gesteinen stellen allerdings die einzelnen Mylonitvariationen häufig nur vage voneinander unterscheidbare Formen dar. Deshalb ist die Aufstellung relevanter Charakteristika für größere Teile des Grundgebirges für den lithologischen Vergleich nicht oder nur in Grenzen möglich.

In den Myloniten sind in manchen Gesteinen sehr fein zermahlene Körnungen mit im Dünnschliff nicht mehr trennbaren Anteilen von Quarz und Feldspat oder alle möglichen phyllonitischen und duktil überprägten Formen vorhanden (Bartusch 1995). Ab einem bestimmten Grad der Mylonitisierung bleibt eine deutliche, allerdings sehr feine Schieferung erkennbar. Das Gestein selbst wird wieder kompetenter. Diese Mylonitisierung erzeugt bei den sehr feinen Lithoklasten eine einsetzende Durchmischung der Millimeter- und Submilli-

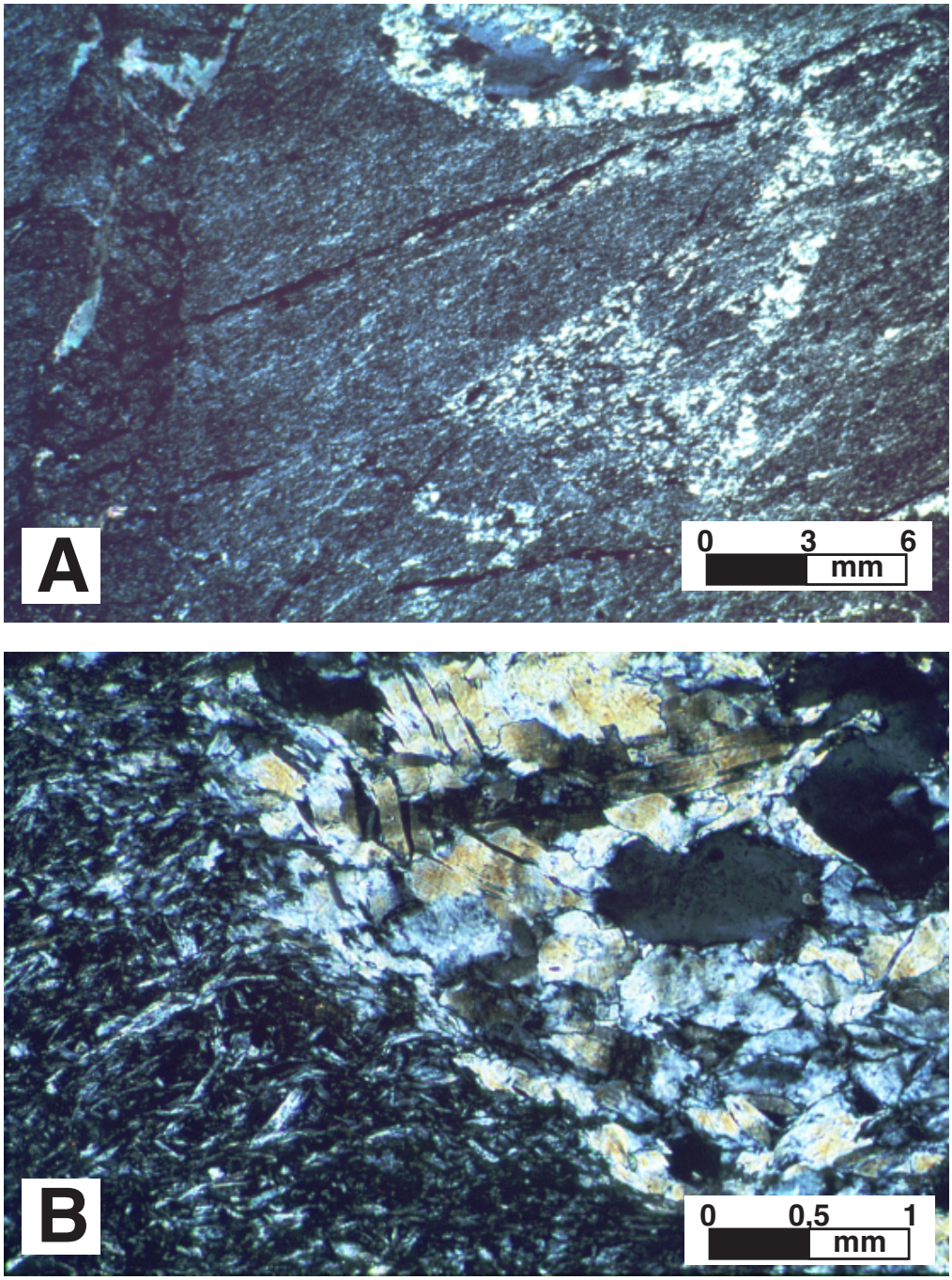


Abb. C.6: *Dieser Dünnschliff stammt aus der Typlokalität für den Ullisjaureschiefer (Kulling 1942; Kapitel C.2.2). A. Textur und Deformation mit gekreuzten Plarisatoren. Ein Wechsel aus dünnen hellen und dunklen Lagen zeigt die älteste Foliation, die ihrerseits wiederum deformiert ist. Subparallel zu dieser Foliation durchziehen nicht verwachsene Klüfte das Gestein. Diese werden ihrerseits an noch jüngeren Bruchzonen versetzt (links im Bild). In den offenen Klüften sind stellenweise Anwachssäume aus Karbonat zu finden. B. Vergrößerung mit gekreuzten Polarisatoren aus dem unteren Rand des Quarzauges zur näheren Bestimmung des Mineralbestandes. Die Grundmasse besteht aus einer Mischung aus Chlorit und Quarz. Der Quarz ist fein verteilt und vollkommen rekristallisiert. Dazwischen befindet sich, ebenfalls sehr fein verteilt, Epidot. Die helle Lage besteht aus Chlorit (nach Biotit) Quarz und Feldspat.*

Abb. C.7: *In diesem Bild ist ein Kontakt zwischen grünem schiefrigen Mylonit (Ullisjaureschiefer) und dem deutlich anders texturierten und strukturierten schwarzen schiefrigen Mylonit dargestellt (Anschliff, untere Bildbreite ca. 8 cm).*

Abb. C.8: *Schwarzer schiefriger Mylonit. Die mylonitischen Falten sind in diesem Fall wie S-Falten verzerrt. Der Anschnitt wurde nicht poliert und trägt daher noch leichte Sägespuren (größter Durchmesser des Anschnitts: ca 20 cm).*

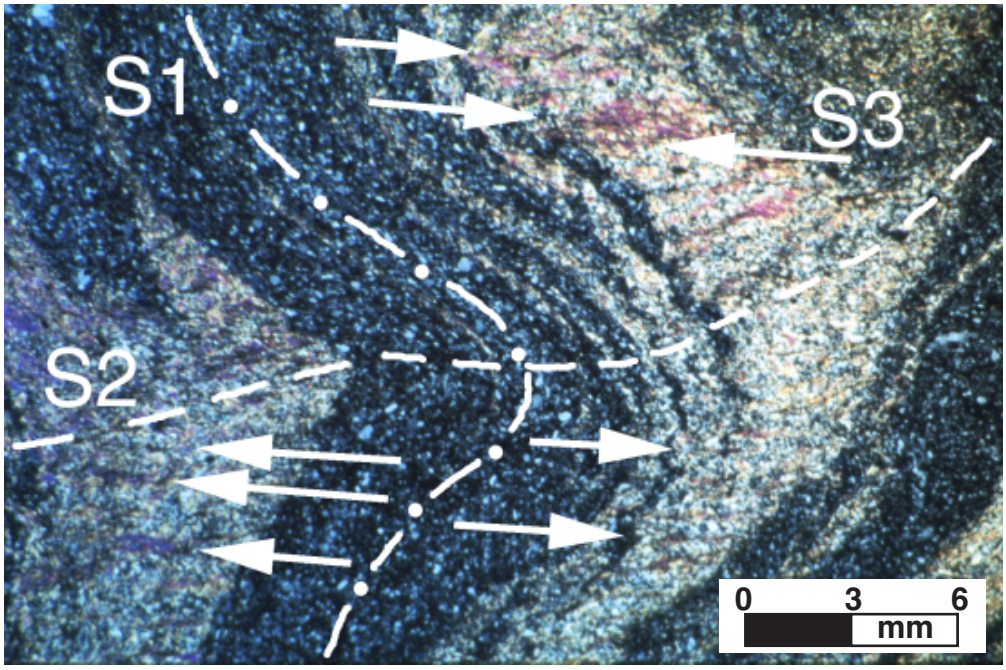


Abb. C.9: *Schwarzer schiefriger Mylonit im Dünnschliff. Die Deformationsabfolge ist deutlich nachvollziehbar. Die Korngrößen in den hellen Lagen sind größer als die in den dunklen, der Gesamt-Mineralbestand (Abb. C.10) in beiden Lagen etwa gleich. Die Orientierung der Pfeile für die S3 ist etwas flacher als die S3 selbst, um diese nicht zu verdecken. Durch Drehen des Schliffs wurde das Schneiden von S2 durch S3 anhand der unterschiedlichen Orientierung der Glimmer sehr deutlich. Die vorliegende Abbildung versucht eine Ausrichtung zu verwenden in welcher beide Richtungen nachvollziehbar sind. (vgl. Abb. 6.15, 6.17 & 6.18; gekreuzte Plarisatoren)*

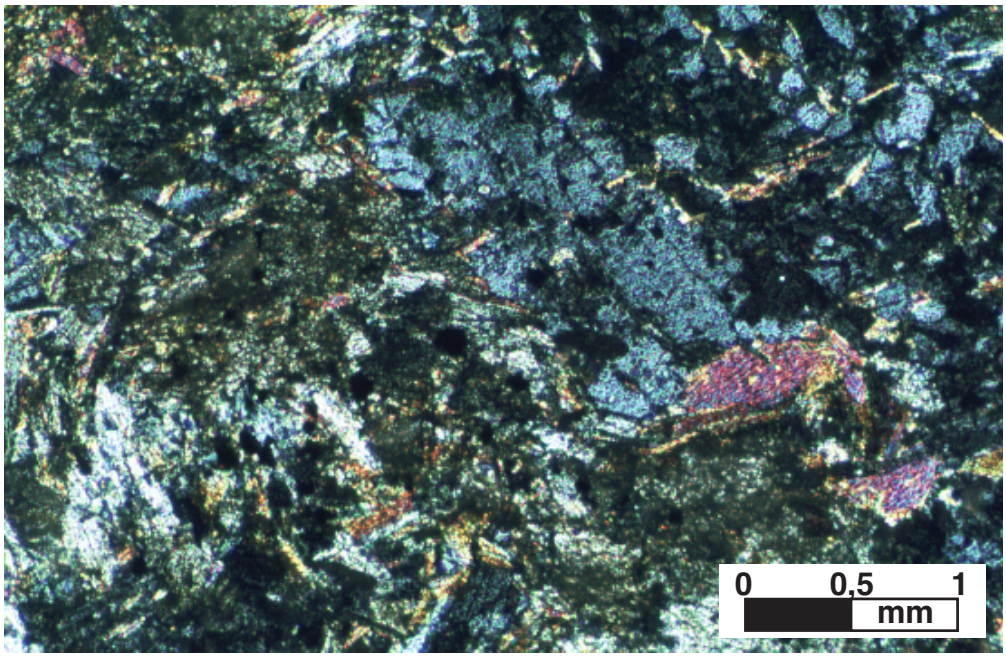


Abb. C.10: *Vergrößerung der dunklen Lage in Abb. C.9. mit gekreuzten Polarisatoren In einer Matrix von Biotit, Muskovit und Chlorit sind vor allem Alkalifeldspäte vorhanden. Die dunklen Punkte sind Erze.*

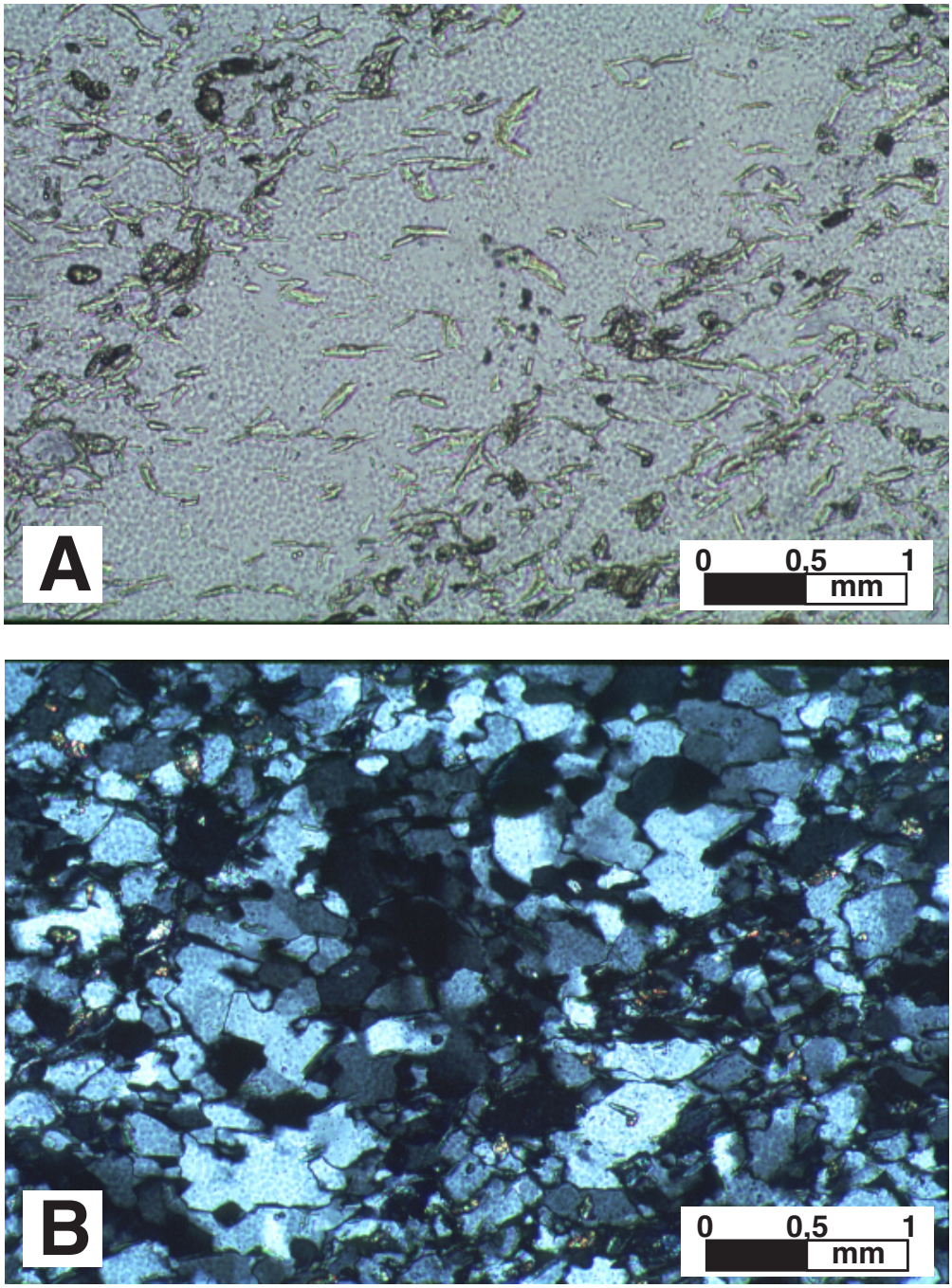


Abb. C.11: *Dieser Dünnschliff stammt aus dem linken oberen Feld in Abb. C.12. Er zeigt, daß auch die Kalifeldspäte, zumindest zum Teil, in diesen Gesteinen mobilisiert waren. In einfach plarisiertem Licht (A) ist deutlich die Zone ohne Epidot und Akzessorien zu sehen. Bei gekreuzten Polarisatoren fällt dies kaum auf. Mitunter kommen kleine Aggregate von Quarz vor. Diese sind jedoch selten. Vielmehr sammelt sich Quarz in Nestern oder Augen, wie dies am unteren Bildrand von Abb. C.12 der Fall und in Abb. C.13 vergrößert dargestellt ist.*

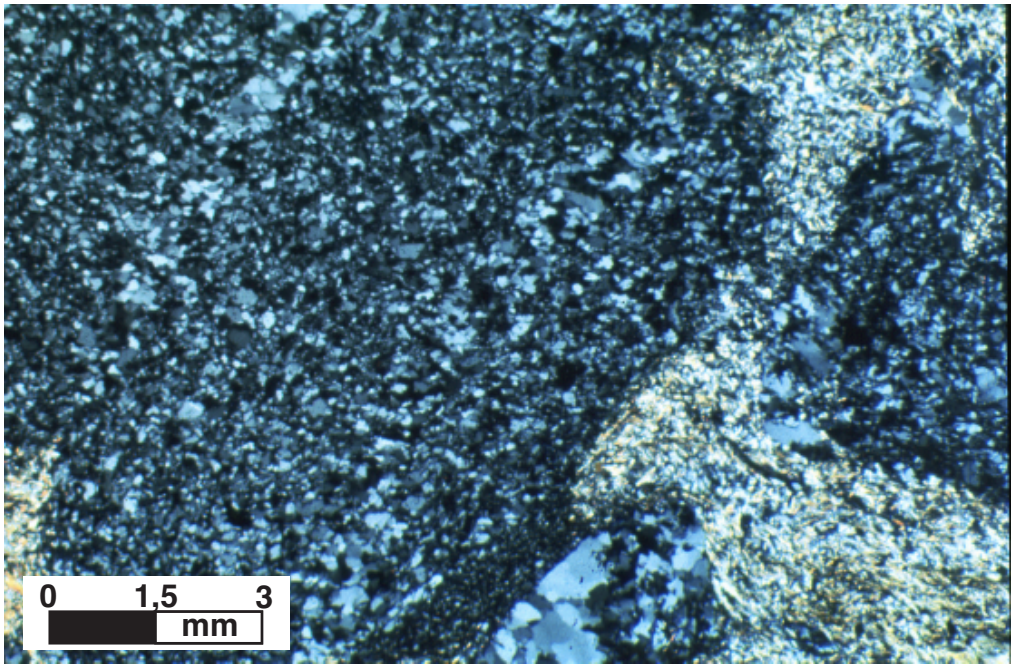


Abb. C.12: *Dünnschliff eines schwarzen schiefrigen Mylonits mit gekreuzten Polarisatoren. Im großen homogenen Feld in der linken Hälfte verlaufen kaum wahrnehmbar leicht anders kristallisierte Bänder von rechts oben nach links unten. Diese sind in Abb. C.11 vergrößert. Die Quarzansammlung am unteren Bildrand ist in Abb. C.13 zum Vergleich zwischen Alkalifeldspat und Quarz vergrößert dargestellt.*

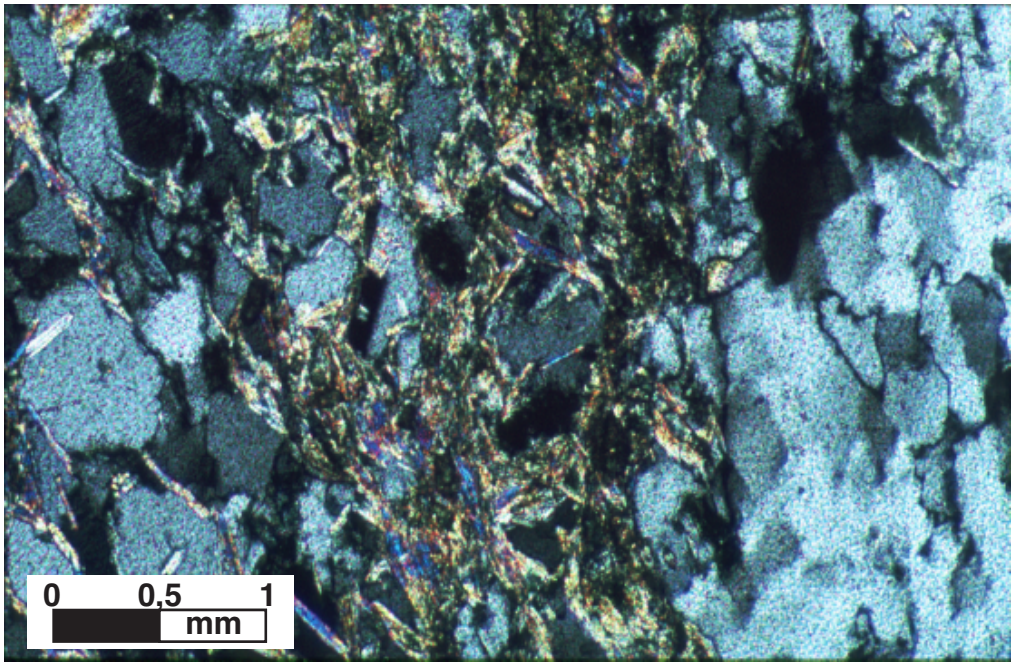


Abb. C.13: *Vergrößerung der Quarzansammlung aus Abb. C.12. Auf der rechten Seite befindet sich rekristallisierter Quarz, auf der linken die Alkalifeldspäte, die den Hauptanteil des Gesteins darstellen. Die glimmerreiche, hauptsächlich aus Chlorit und Muskovit bestehende Zone in der Mitte ist in Abb. C.12 als Ende einer dunklen Lage am unteren Bildrand erkennbar (gekreuzte Plarisatoren).*

Abb. C.14: *Mylonit an der Einmündung des Dikaån in den Vojmsjön. A. Die flache Lagerung zieht sich von B. (links in Höhe des Betrachters) bis hinüber zur Insel in A. B. Nahaufnahme im rechten Winkel zu A. Der Stein links unten in B und der aufrecht stehende am linken Bildrand neben dem Rucksack in A sind identisch.*

Im dargestellten Bereich ändert sich das Fallen von Südwesten nach Nordwesten.

meterlagen, die auf den ersten Blick mit erhaltenen sedimentären Primärstrukturen von Parallelschichtung bis „Micro-Sloping“ verwechselbar ist. Solche Gesteine sind häufig im Anschlag sehr kompetent.

C.2.1 Der Ullisjaure-Grünstein

Dieses massige, grüne, schlierige, kompetente, fast vollständig epidotisierte Gestein ist – in dieser Form im Arbeitsgebiet einzigartig – an der Basis des Björklidhobben/Ullisjaure auf der Ostseite zu finden (Abb. C.5, Abb. C.29). Es unterscheidet sich deutlich vom Ullisjaure-Schiefer (Kapitel C.2.2). Das Gestein ist massig, bis auf einzelne rundliche, nicht epidotisierte Quarz- und Feldspatreste vollständig epidotisiert und zeigt makroskopisch schlierige, teilweise rötliche, teilweise sehr dunkle Strukturen (Abb. C.5). Der massige Eindruck wird im Aufschluß durch wenige, subvertikale Klüfte im Abstand von mehreren Metern gestört. Diese stammen jedoch sehr wahrscheinlich von den Sprengungen im Straßenbau. Ältere, nach einer duktilen Phase entstandene Klüfte sind vollständig verheilt.

Wie Abb. C.5 zu entnehmen ist, unterscheidet sich das Gestein deutlich von anderen massigen, verhältnismäßig schwach deformierten Gesteinen im Grundgebirge (wie z.B. dem Gestein in Abb. C.4 bzw. 6.1), entspricht umgekehrt aber auch nicht den stärker deformierten, schiefrigen Gesteinen, wie dem Ullisjaureschiefer (Abb. C.6).

C.2.2 Der Ullisjaure-schiefer (grüner schiefriger Mylonit)

Die auf der Ostseite des Ullisjaure am Storhällflygget ausstreichenden grünen Schiefer hat bereits Kulling (1942) als Typlokalität für „grüne Schiefer des Ullisjaure-Typs“ beschrieben. Daher wird für dieses Gestein die Bezeichnung Ullisjaureschiefer verwendet. Kulling beschreibt diese Schiefer als vom Typ der “kräftig umgewandelten, tektonisierten, grünartigen, schiefrigen Gesteine”. Die außergewöhnlich gute Erhaltung dieses Gesteins (Greiling et al. 1999) erlaubt eine Bestimmung als Meta-Gabbro (Greiling 1985). Das Gestein ist stellenweise planar texturiert (Abb. C.7 obere Hälfte), stellenweise mehrphasig (Abb. C.6 B) deformiert. Das Gestein besteht im wesentlichen aus Chlorit (nach Biotit: mit gekreuzten Polarisatoren leicht braun, mit parallelen Polarisatoren transparent), fein verteiltem Epidot, Feldspat und Quarz Abb 2.8. Um welchen Feldspat es sich genau handelt, läßt sich mikroskopisch nicht genau bestimmen. Mafische Gemengteile konnten nicht gefunden werden. Diese sind entweder fein verteilt oder es handelt sich bei dieser Probe in Anlehnung an die Bestimmung eines Meta-Gabbros von Greiling (1985) um Anorthosit. Das Gestein enthält außerdem idiomorphen Pyrit.

Die Typlokalität umfaßt im wesentlichen die steile Südseite Storhällflygget, wobei aus der Orientierung der Schieferung des Gesteins hervorgeht, daß der gesamte Berg aus diesem Schiefer aufgebaut ist. Der Aufschluß läßt sich aufgrund der unterschiedlich intensiven Deformation in nach Nordwesten fallende, und in diese Richtung tendenziell zunehmend deformierte Segmente einteilen. Im Südosten sind teilweise noch, ähnlich dem Ullisjaure-Mylonit auf der Westseite des Sees, nicht von der Grünschiefermetamorphose erfaßte Feldspat und Quarzreste erkennbar. Der Gesteinstyp ist im oberen Teil von Abb. C.7 enthalten.

C.2.3 Schwarzer schiefriger Mylonit

Diese Form von Mylonit tritt sehr verbreitet am Nordostende des Vojmsjön auf (Abb. 2.2). Das Gestein zeigt am deutlichsten eine mehrphasige Deformation. Das typische Aussehen ist in Abb. C.14, C.7 untere Hälfte, 6.2, C.8 sowie 2.23 zu sehen. Von Kulling (1942) wurde dieser graue bis schwarze Schiefer in ein bis an den Ullisjaure reichendes “Grünschieferfeld” integriert und den Ullisjaureschiefern zugeordnet. Trotz seiner schlechten Verwitterungsresistenz bildet der schwarze schiefrige Mylonit am Vojmsjön hohe Aufschlüsse (Abb. 6.2). Unterhalb der Aufschlüsse befinden sich Blockschuttfelder mit riesigen Blöcken. Diese erreichen teilweise Größen von zehn Kubikmetern und mehr. Über die typische Gestalt mit ihrer verhältnismäßig homogenen Kleinfaltung im Zentimeter-Maß-

stab hinaus wurden zu diesem Gestein noch weitere, stärker deformierte gezählt, sofern sie mit dem schwarzen schiefrigen Mylonit räumlich und tektonisch in Beziehung gesetzt werden konnten.

Die durch die Kleinfaltung verformte ältere, planare Textur im Zentimetermaßstab besteht aus dunkelgrauen bzw. anthrazitenen und hellen Lagen. In trockenem Zustand ist das Gestein hellgrau, gelegentlich mit einer blaß rötlichen oder grünlichen Nuance in den hellen Lagen. Im feuchten Zustand ist es dunkelgrau bis schwarz. Im Dünnschliff zeigen die hellen Lagen hauptsächlich Feldspatfragmente mit wenig Tonmineralen, die dunklen Lagen vor allem Tonminerale und wenige, Feldspatfragmente. Die Tonminerale sind im wesentlichen durch Muskovit, danach Chlorit, selten Biotit vertreten. Quarz ist gewöhnlich in einzelnen zentimetergroßen Quarzgallen in Dezimeterabständen konzentriert.

C.3 Die Sediment-serien

In diesem Abschnitt werden Beschreibungen für die unterschiedenen Lithologien der Sedimente vorgestellt. Die Entwicklung der Einführung der Unterscheidungskriterien wird in Kapitel 2 dargestellt.

C.3.1 Das Basis-konglomerat

Im Bereich von Grundgebirgsausstrichen ist vereinzelt eine in ihrer Zusammensetzung dem jeweiligen Grundgebirge entsprechende Konglomeratauflage vorhanden. Diese Sedimentkörper konnten bisher weder über größere Mächtigkeiten noch über nennenswerte Distanzen im Streichen verfolgt werden. Im Arbeitsgebiet konnte aufgrund der Aufschlußverhältnisse an zwei Stellen für solche Konglomerate ein direkter Bezug zwischen Konglomerat und Grundgebirge festgestellt werden. Diese beiden Stellen liegen in Bjurviken bei Dikanäs (Abb. 2.2) und in Vikenviken an der Mündung des Matskanån. Das Erscheinungsbild der beiden Konglomerate ist allerdings sehr verschieden. Während in Vikenviken gut sortierte, geschichtete Horizonte aus Grobsand bis Feinkies vorliegen, sind die Klasten in Bjurviken 1-2 dm groß und befinden sich komponentengestützt in sandiger Matrix. Da die Lokalität in Bjurviken im westlichen Teil der Deckeneinheit liegt, ist das Konglomerat dort sehr viel stärker deformiert.

Darüber hinaus wird an zwei weiteren Stellen aufgrund des Klasteninhalts ein direkter Bezug zum nahen Grundgebirge angenommen. Im Unterschied zu den beiden oben genannten Lokalitäten, sind am Ullisjaure und Grankullen/Bergland außer den Klasten des vermuteten Grundgebirges Klasten weiterer Lithologien vorhanden. Auf der Ostseite des Ullisjaure wurden auf der Nordseite des Ullisklumpen unmittelbar am Seeufer dezimetergroße Klasten gefunden, welche dem auf der Westseite des Sees am Fuße des Björklidhobben ausstreichenden Grundgebirges, aber nicht dem Ullisjaureschiefer am Sorhällflügget entsprechen. Andere Klasten und die Matrix entsprechen den auflagernden Abfolgen aus Sandsteinen.

Am Grankullen bei Bergland führten die eckigen bis angerundeten dezimetergroßen Klasten (Beschreibung, siehe Säulenprofil Grankullen) zur Annahme einer basalen konglomeratischen Schüttung. In diesem Fall konnte das Grundgebirge nur als Lesesteine nachgewiesen werden. Da es sich bei den Lesesteinen um Klasten des schwarzen schiefrigen Mylonits handelt, der sehr leicht zu Blöcken und Steinen zerfällt, ist die Existenz von Grundgebirge aus schwarzem schiefrigem Mylonit wahrscheinlich.

Die gemeinsamen Eigenschaften dieser Konglomerate lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Die Klasten entsprechen entweder alle oder in ungewöhnlich hoher Anzahl dem nahen Grundgebirge.
- Häufig sind die Klasten überdurchschnittlich groß und gut sortiert.
- Die Klasten sind höher metamorph als die Matrix.
- Die Zusammensetzung der Matrix entspricht darüber hinaus häufig der Zusammensetzung der überlagernden Abfolgen, welche gewöhnlich Arkosen sind.

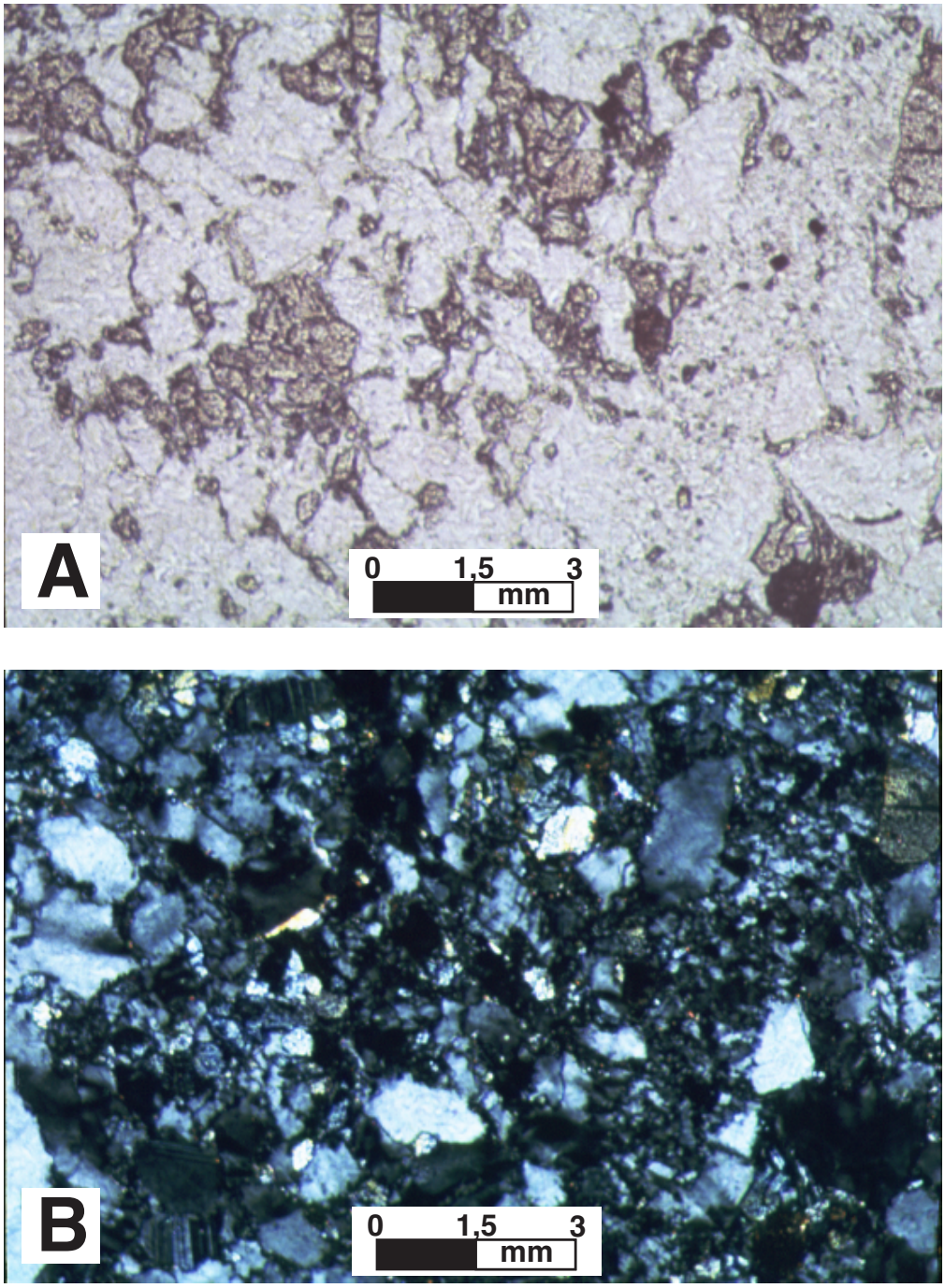


Abb. C.15: *Die Arkose an der Basis der Abfolgen im Mittleren Allochthon stammt vom Råliden/ Strömsund. Neben rekristallisiertem Quarz finden sich gerundete Feldspäte, gerundeter Titanaugit und viel Epidot. Dagegen sind kaum Glimmer enthalten. Die Feldspäte setzen sich im gesamten Dünnschliff hauptsächlich aus Plagioklas zusammen. A. parallele und B. gekreuzte Polarisatoren.*

Abb. C.16: *Kantige hohe Aufschlüsse der grünen Arkosen, in diesem Fall quarzreich, im Mittleren Allochthon (Bartusch 1995).*

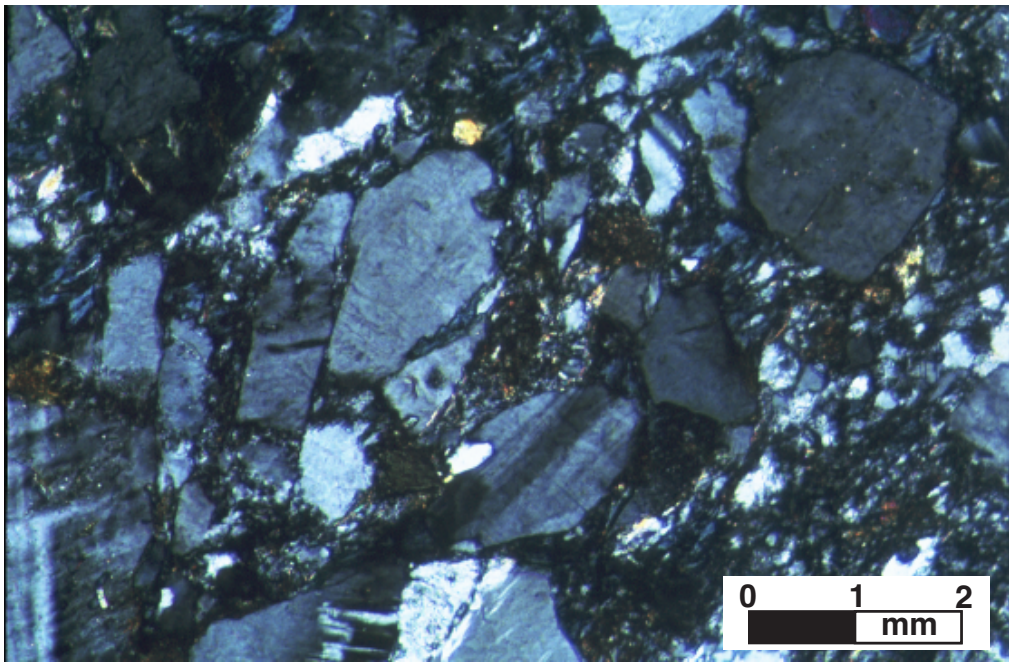


Abb. C.17: *Dünnschliff einer grünen Arkose mit gekreuzten Polarisatoren. Zu sehen sind größere Feldspäte (Alkalifeldspat, Plagioklas, Myrmekit, Mikroklin) in einer vor allem aus Quarz und Feldspat, untergordnet aus Chlorit, bestehenden Matrix. Der Quarz ist rekristallisiert. Die Feldspäte sind häufig zerbrochen, zeigen aber randlich keine Anzeichen von Lösung. Daher werden die Feldspatklasten als eckig bis angerundet angesprochen.*

C.3.2 Untere Arkosen

Ähnlich den Konglomeraten existieren an der Basis der Abfolgen weitere lokal begrenzte Sedimente. Dazu gehört auch eine unreife Arkose, welche in den meisten Fällen grau, gelegentlich grün ist. Solche kleinräumigen Sedimentkörper sind auf der Nordseite des Storbergets/Daikanvik, nördlich der Stormyran/Bergland, westlich von Strömsund zwischen dem Råliden und der Nybräntet, auf der Südseite des Fäbodbergets, am Muorjevare, in Nipen und östlich des Magertjärnen/Skäggvattnet aufgefallen. Eine Abfolge dieser Sedimente mit wenigen Metern Mächtigkeit ist unter den Arkosen des Mittleren Allochthons und über den Schwarzschiefern des Unteren Allochthons auf der Ostseite des Grotjaur aufgeschlossen (Abb. 6.4).

Auf der Nordseite des Storbergets/Daikanvik und nördlich der Stormyran/Bergland zeichnen sich die Arkosen durch eine relativ grobe, vor allem aber poröse Textur mit gleichmäßig verteilten Tonmineralen aus. Die Korngrößen der Klasten liegen im Mittel- bis Grobsandbereich. Westlich von Strömsund zwischen Råliden und Nybräntet ist die Arkose ähnlich ausgebildet. Dort ist sie allerdings epidotisiert und daher grün (Abb. C.15). Dennoch läßt sich die Arkose durch ihr grobkörniges, poröses und dunkles Erscheinungsbild von den darüber lagernden Serien unterscheiden. Auf der Südseite des Fäbodbergets ist sie dagegen lagig, schlierig und quarzreich. Am Muorjevare geht diese Arkose sogar in grüne und quarzitische Varianten über. Am Magertjärnen und in Nipen streicht diese Arkose, genauso wie in Strömsund, am Storberget und am Muorjevare, jeweils an der Basis größerer Aufschlüsse mit grüner Arkose aus. Am Magertjärnen sind diese Arkosen grau, in Nipen in einem Fall grün in einem anderen grau. In größeren Aufschlüssen mit diesen Arkosen ist eine nach oben feiner werdende Tendenz festzustellen.

Am Top der Abfolgen können diese Arkosen sehr feinkörnig und tonmineralreich werden. Am westlichen Muorjevare sind einige Dezimeter aus reinem Tonschiefer aufgeschlossen (Abb. D.2). Es können auch Wechsellagerungen zwischen feinkörnigen Arkosen und Tonschiefern auftreten. Anhand dieser Verallgemeinerung ließe sich eine Verwechslung mit den grauen Arkosen (Kapitel C.3.4) denken. Dagegen spricht jedoch die Beobachtung dieser Gesteine östlich des Grotjaur zwischen Deckenüberschiebungsbahn zum Unteren Allochthon und grünen Arkosen (Abb. 6.4), weswegen die Existenz einer solchen Abfolge an der Basis der Deckeneinheit nachgewiesen ist.

C.3.3 Grüne Arkosen

Das typische Gestein, welches mit dem Deckgebirge dieser Deckeneinheit assoziiert wird, sind grüne Arkosen. Diese Arkosen erreichen bis zu 200 m Mächtigkeit. Im Gelände bilden diese Gesteine aufgrund ihrer Verwitterungsresistenz größere und kleinere Geländestufen (Abb. C.16). Vielfach bestehen daher gerade diejenigen Hügelkuppen aus diesen Gesteinen, deren Aufschlüsse weithin sichtbar sind. Sie kommen mitunter auch als geringmächtige Einschaltungen in Abfolgen aus anderen in dieser Arbeit differenzierten Lithologien vor. Die mächtigsten Abfolgen sind vom Harrselkullen/Stalon, in Sjöland, an der Långmyran/Bergland, zwischen Skäggvattnet und Björklidhobben/Ullisjaure, am Vackerliden östlich des Ullisjaure und auf dem Muorjevare bekannt. Über die gesamte Ausdehnung der Deckeneinheit betrachtet nehmen ihre Mächtigkeit und ihr Auftreten tendenziell von Südosten nach Nordwesten ab.

Die grüne Farbe entsteht vor allem durch Chlorit, daneben auch durch die Epidotisierung von Feldspäten und variiert abhängig vom Feldspat/Quarz-Verhältnis. Mit zunehmendem Quarzanteil hellt die grüne Farbe auf. Neben einer mehr oder weniger homogenen Färbung kann je nach dem Gehalt und der Verteilung von Chlorit und Epidot das Gestein im Anschlag auch flokkig oder schlierig wechselnd hell- und dunkelgrün sein. Die charakteristische beige Verwitterungsoberfläche entsteht durch die Verwitterungsprodukte des Feldspatanteils.

Gewöhnlich kann für die meisten grünen Arkosen ein relativ konstantes Feldspat/Quarz-Verhältnis angenommen werden (Bierlein 1990). In Bartusch (1995) wird in diesem Zusammenhang der Begriff der „grünen Arkosen“ zur Abgrenzung von überlagernden Horizonten eingeführt. In Bartusch (1995) wird auch versucht über das Quarz/Feldspat-Verhältnis und die Sortierung untergeordnete Lithologien zu definieren. Dieser Ansatz wird in dieser Arbeit, gestützt von weiteren Beobachtungen (Kapitel 2), fortgeführt und erweitert.

An Klasten in den „grünen Arkosen“ (Kapitel C.3.3.4), bei der Analyse der Gesteinstypen des Grundgebirges sowie der Konglomerate innerhalb der Abfolgen der „grünen Arkosen“ (Kapitel C.3.3.3, Abb. C.21 & C.22) fällt auf, daß die potentiellen Liefergesteine, zumindest zu größeren Teilen aus quarzarmen Sedimenten oder quarzarmem Kristallin bestehen bzw. bestanden

haben müssen. Gerade größere Lithoklasten, in denen einzelne Minerale differenzierbar sind, zeigen häufig nur Mineralbestände aus Feldspat mit wenig oder gar keinem Quarz (siehe unten).

In Diagramm 2.1 ist zu erkennen, daß der Anteil von Gesteinsbruchstücken 10% selten übersteigt. Das Quarz/Feldspat-Verhältnis ist aus diesem Grund ein wesentlicher Gesichtspunkt für die weitere Differenzierung der Gesteine. Bei Vernachlässigung der Tonminerale und sonstiger Anteile (Schwerminerale, Karbonat usw.) ist die generelle Benennung der Gesteine als Arkosen innerhalb verschiedener Sandstein-Klassifikationen (Füchtbauer 1988) richtig.

Zusammenfassend sind grüne Arkosen durch ihre grüne Farbe, ihre beige Verwitterungskruste, ihre psammitische Korngröße und durch einen Quarzanteil von 30-40% gekennzeichnet. Grüne Arkosen sind in der Deckeneinheit sehr verbreitet. Die folgenden weiteren Differenzierungen im Kapitel 2.3.4 wurden als Unterstützung der Untersuchungen im Streichen getroffen, und geben nicht notwendigerweise den vermuteten lithostratigraphischen Aufbau wieder.

C.3.3.1 Quarzreiche grüne Arkosen

Eine Zunahme des Quarzgehaltes in den grünen Arkosen um etwa 10% bei etwas niedrigerem oder ähnlichem Feldspatanteil (Diagramm 2.1) und abnehmendem Anteil an Tonmineralen bewirkt eine deutliche Zunahme an Kompetenz und Härte des Gesteins. Im Arbeitsgebiet ist diese quarzreiche Variante besonders im Bereich des Vojmsjön anzutreffen. Im Dünnschliff einer quarzreichen grünen Arkose in Abb. C.18 ist der Feldspatanteil gegenüber Abb. C.17 etwas gesunken. In den Zwischenräumen zwischen den Körnern sind in diesem Fall sogar gewöhnlich keine Tonminerale mehr zu finden. Diese liegen als weiträumig verteilte einzelne Aggregate oder auf einzelne sehr dünnmächtige Lagen konzentriert vor.

Im Vergleich zur grünen Arkose ist dieses Gestein im frischen Anschlag deutlich glasiger und bricht außerdem im Bereich der Bruchstelle splittriger. Beim Anschlagen können bei diesen Gesteinen mit einem Quarzgehalt von ca. 50% bereits Funken entstehen. In Fällen, in denen kleine, gletschergerundete Aufschlüsse ohne Klüfte vorhanden sind, bedeutet es in diesem Gestein bereits einige Mühe, ohne Meißel eine Probe abzuschlagen. Der Anteil von Chlorit entscheidet, wie sehr das Gestein heller wird als eine grüne Arkose. Bei einem hohen Chloritgehalt ist mit der grünen Farbe häufig eine auffällige, flockige, teilweise wellige oder lagige Textur verbunden. Sicherlich lassen sich ähnlich gefärbte Gesteine bei den grünen Arkosen und den quarzreichen grünen Arkosen finden, ein direkter Vergleich würde jedoch den Unterschied anhand der frischen Bruchfläche zeigen. Die Beschaffenheit der Verwitterungsoberfläche ist bei diesen Gesteinen, ähnlich wie beim frischen Anschlag, deutlich geschlossener bzw. glatter als bei der grünen Arkose.

Ein Hinweis auf eine mögliche Erosionsdiskordanz über diesen Arkosen wurde östlich des Långtjärnen/Bergland gefunden. Dieser Aufschluß wird in Bartusch (1995) beschrieben. Die Diskordanz kann aufgrund unterschiedlicher Gesteine und Schichtungen identifiziert werden. Im Rahmen der in dieser Arbeit vorliegenden Differenzierung der Gesteine könnte diese Diskordanz die lithologische Grenze zwischen den grünen und grauen Arkosen (Kapitel C.3.4) markieren.

C.3.3.2 Quarzitische Arkosen/ Quarzite

Lokal nimmt der Quarzgehalt in den Arkosen sehr stark zu. Er steigt häufig über siebzig, gelegentlich über achtzig Prozent (Bartusch 1995, Abb. C.19). Je nach Chloritgehalt ist die grüne Farbe gelegentlich noch vorhanden. Diese Arkosen sind im Anschlag jedoch in jedem Fall deutlich heller als andere. Die Oberfläche des Anschlages ist durch eine unebene, muschelige Textur geprägt. Diese Textur entspricht dem muscheligen Bruch und dem glasigen Aussehen im Bruch von Quarz.

Die etwas seltener gefundenen reinen Quarzite sind weiß. Diese Quarzite sind auf der Nordseite des Nipenhobben, östlich des Ullisbäcken, zwei Kilometer nordöstlich des Nattsjön, auf der Ostseite des Harrselkullen nördlich von Stalon, ein Kilometer nördlich des Harrselkullens, in der Bucht von Daikanvik und auf der Südseite des Vikenviken aufgeschlossen. Von Kulling (1942) wird aus der Nähe des Skidbergets (zwischen dem Harrselkullen und dem Nattsjön) von blaugrauen Quarziten im Mittleren Allochthon berichtet. Quarzitische Arkosen sind auf der Westseite des Hidberget/Södra Daikanvik, an der Nordkante des Kalvbergets/Sjöland, an der westlichen Gemarkungsgrenze von Daikanvik, östlich der Stormyran/Bergland, in Skäggvattnet, nördlich des sowie um den Magertjärnen/Skäggvattnet, am Muorjevare, in Strömsund und auch in Vikenviken, auf der Ostseite der Bucht von Daikanvik, nördlich des Nattsjön sowie am Harrselkullen/

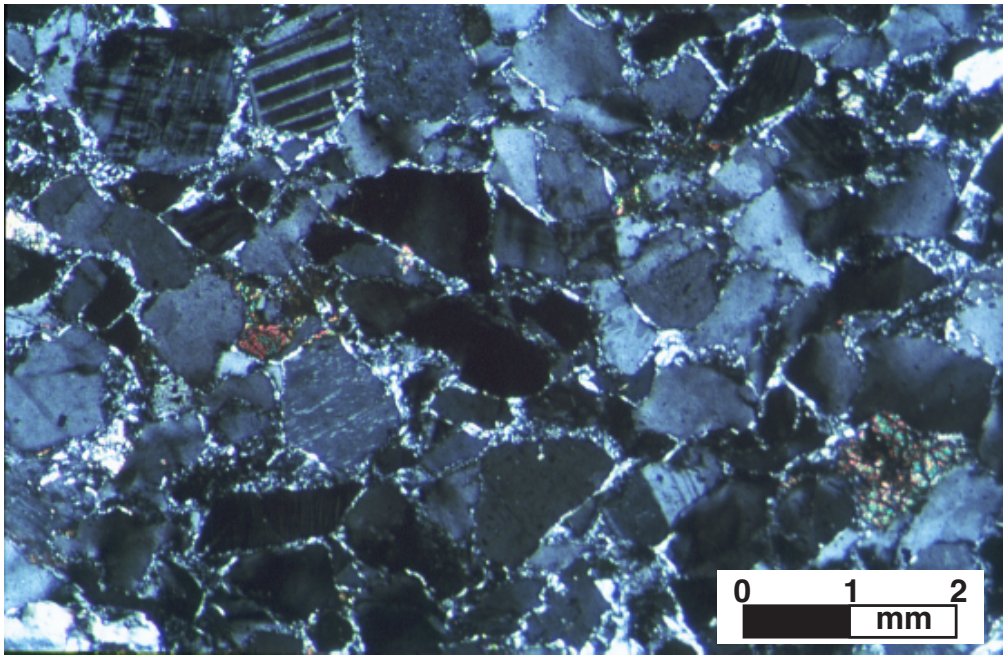


Abb. C.18: *Dünnschliff einer quarzreichen grünen Arkose mit gekreuzten Polarisatoren. Quarz kommt als Klasten und in der Matrix vor. Alle rekristallisierten Körner sind Quarz. Bei gerundeten Körnern handelt es sich um Feldspat (gewöhnlich Plagioklas und Kalifeldspat). Das Bild zeigt die primäre Textur des Sandsteines.*

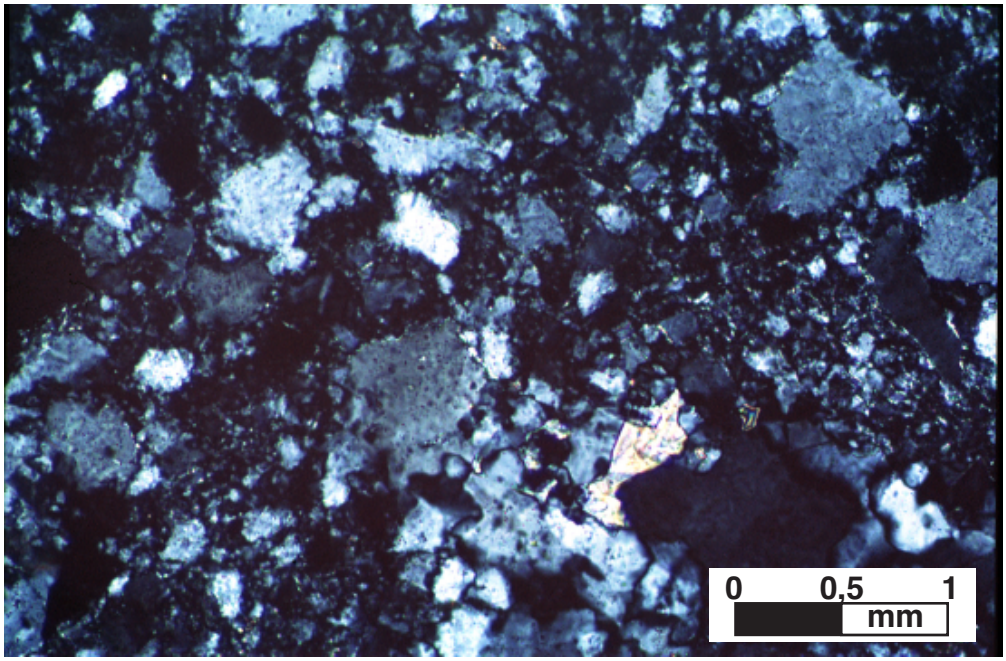


Abb. C.19: *Dünnschliff eines Quarzits mit gekreuzten Plarisatoren. Der größte Teil der Klasten und der Matrix besteht aus rekristallisiertem Quarz. Der Feldspatanteil ist gering. In diesem Fall ist kein Chlorit und nur wenige Akzessorien (nur sehr kleine Körner) vorhanden.*

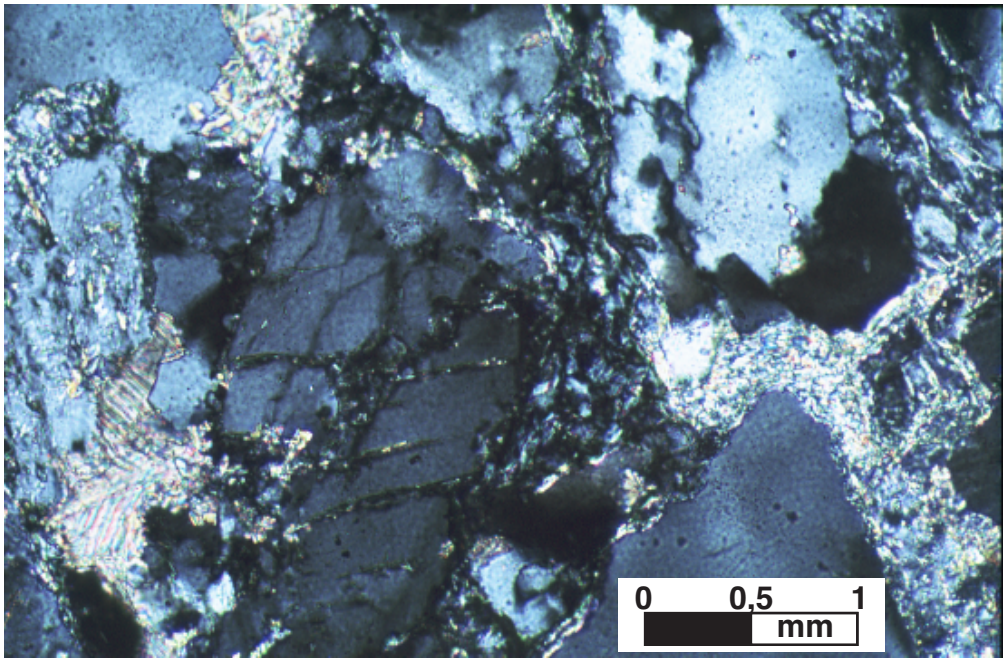


Abb. C.20: *Dünnschliff einer karbonathaltigen grünen Arkose mit gekreuzten Polarisatoren. Als Matrix ist links Blockkalzit in größeren Zwickeln zu sehen, rechts viele kleine Aggregate aus Dolomit. Die Zusammensetzung des Quarz/Feldspat-Anteils entspricht einer quarzreichen grünen Arkose.*

Stalon anzutreffen. Diese Verteilung auf der Karte zeigt, wie die Verteilung der grünen Arkosen, eine Konzentration auf der Südostseite der Deckeneinheit im Arbeitsgebiet zur vorliegenden Arbeit.

C.3.3.3 Stenbitsjön-Konglomerat

Rund um den Stenbitsjön/Sjöland sind komponentengestützte Konglomerate mit Klastengrößen zwischen einigen Zentimetern und etwa zwei Dezimetern, also Orthokonglomerate (Füchtbauer 1988), aufgeschlossen. Die Klasten sind gewöhnlich gut bis sehr gut gerundet und gut bis sehr gut sortiert. Die Matrix ist im allgemeinen sandig und entspricht der grünen Arkose. Matrixgestützte und tonreichere Horizonte mit kleineren Klasten sind in Einzelfällen im oberen Teil der Abfolgen beobachtet worden. Auch Horizonte mit gut sortierten eckigen Klasten können auftreten, sind aber bisher als sehr untergeordnet erfaßt worden. Im allgemeinen handelt es sich um gneissige, faustgroße Klasten. Reine Quarzkiesel sind trotz der verhältnismäßig hohen Reife des Sediments selten. Bei weitem überwiegen feldspatreiche Klasten, wobei es sich um Gneise unklarer Herkunft, mitunter völlig undeformierte Arkosen mit erkennbarer Schichtung und Schrägschichtung und selten um granitische, mylonitische oder basische Klasten handelt. Bei kristallinen Klasten handelt es sich meistens um feldspatreiche und quarzarme Varietäten. Kristalline und quarzitische Klasten nehmen dort deutlich zu, wo die Klastengrößen bei gleichzeitig abnehmendem, feinkörnigem Matrixanteil zunimmt. Die Gneise zeigen häufig mehr Ähnlichkeit mit Arkosen als mit Kristallin, so daß der Eindruck entsteht, es handle sich weitgehend um umgelagerte Sedimente. Ähnliche Konglomerate mit etwas mehr kristallinen Klasten als in Abb. C.21 & C.22 sind am Abborrberg, etwa 10 km nördlich der Karte in Abb. 0.4, aufgeschlossen.

Neben dem Stenbitsjön in Sjöland und dem Abborrberg sind solche Konglomerate am Harrselkullen in Stalon und am Ullisjaure beobachtet worden. Die Aufschlüsse im unmittelbaren Bereich des Ullisjaure zeigen eine veränderte Gesamtsituation, da in allen in dieser Arbeit erläuterten Lithologien Konglomerate enthalten sind (siehe Beschreibung zum Detailprofil Ullisjaure, Abb. D.5). Das dem Stenbitsjön-Konglomerat entsprechende Konglomerat steht am Björklidhobben etwa auf halber Berghöhe an. In der hangenden Schuppe im Nordwesten sind solche Konglomerate südlich des Börtingtjärnen zu finden. In diesen beiden Decken am Ullisjaure sind in den Gesteinen, die dem Stenbitsjön-

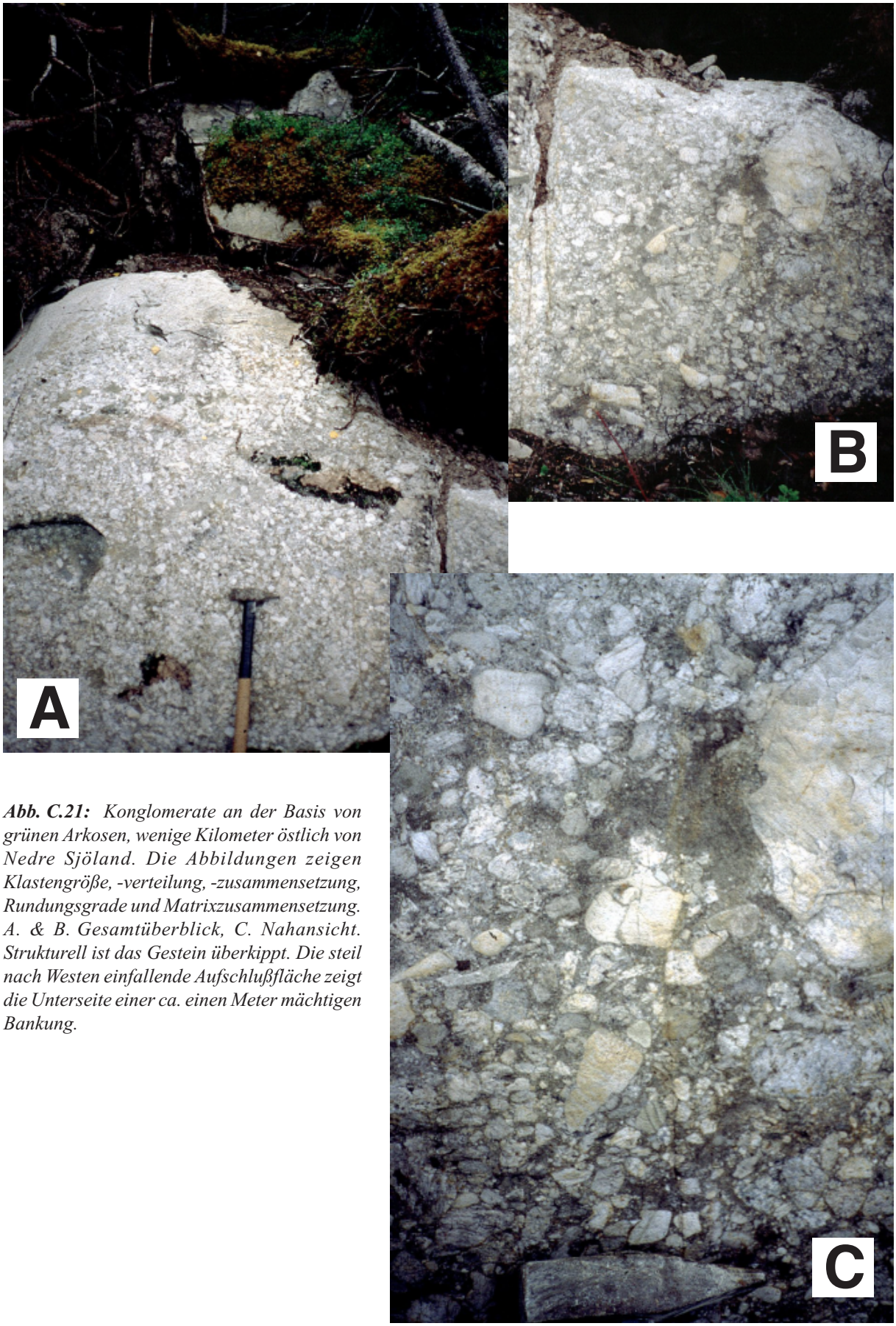


Abb. C.21: *Konglomerate an der Basis von grünen Arkosen, wenige Kilometer östlich von Nedre Sjöland. Die Abbildungen zeigen Klastengröße, -verteilung, -zusammensetzung, Rundungsgrade und Matrixzusammensetzung. A. & B. Gesamtüberblick, C. Nahansicht. Strukturell ist das Gestein überkippt. Die steil nach Westen einfallende Aufschlußfläche zeigt die Unterseite einer ca. einen Meter mächtigen Bankung.*

Abb. C.22: *Vergrößerungen aus Abb. C.21. A. zentraler Teil des Aufschlusses mit Übergang von Konglomerat (Basiskonglomerat) zu psammitischer grüner Arkose, B. Schichtung und Schrägschichtung im psammitischen Teil, C. Übergang zur grauen Arkose. Diese Wechsel wiederholen sich in mehreren Bänken (1-2 m Mächtigkeit). In den Aufschlüssen zu überlagernden Abfolgen werden die Klasten-größen deutlich kleiner.*

Abb. C.23: *Aufschluß mit grauer Arkose aus Bartusch (1995). Zu sehen sind graue Arkosen an der Straße von Bergland nach Daikanvik. Die psammitischen Horizonte sind von der Erosion deutlich herauspräpariert, während die Tonschieferlagen dazwischen weitgehend verstürzt sind. Die Lithologien werden in Bartusch (1995) im einzelnen beschrieben. Die Länge des abgebildeten Anschnittes beträgt etwa 15 m, die Gesamtmächtigkeit der angeschnittenen Abfolgen ca. 10 m.*

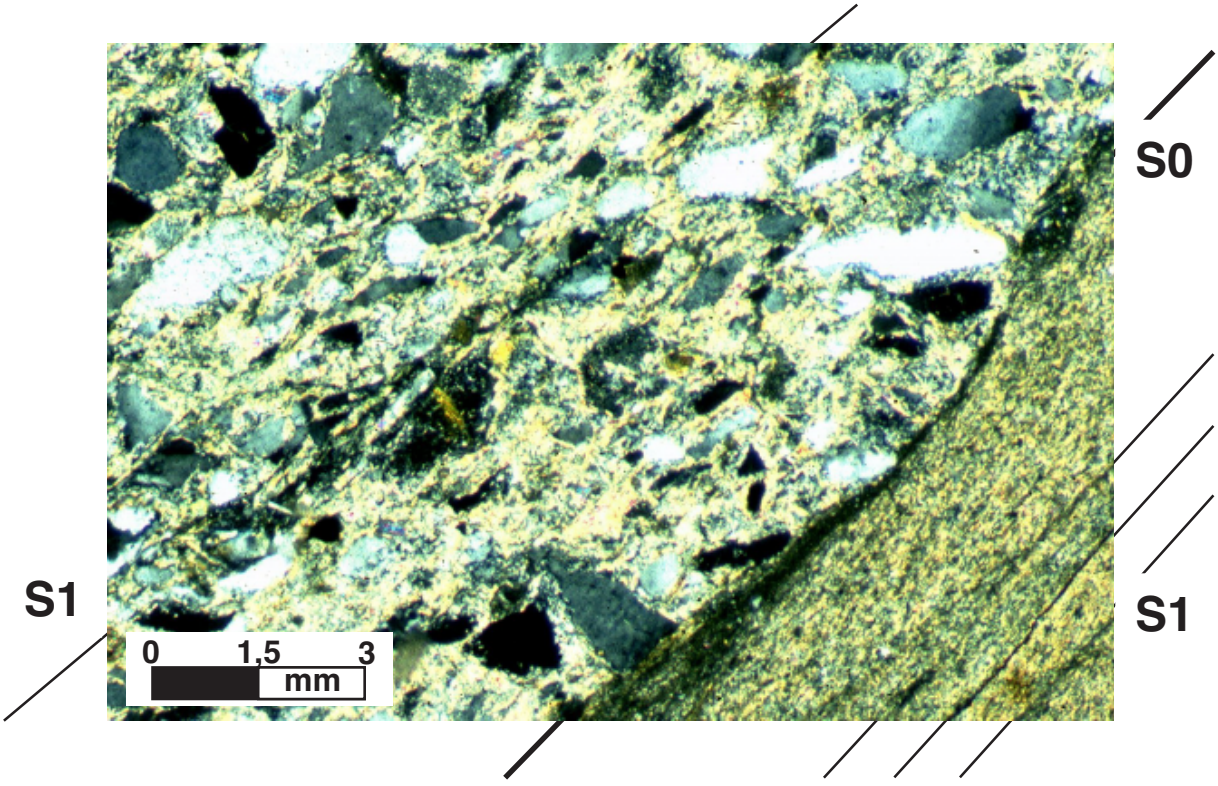


Abb. C.24: *Graue Arkose aus Abb. C.23 im Dünnschliff mit gekreuzten Polarisatoren. Die Abbildung zeigt die Schichtgrenze zwischen grauer Arkose (in Abb. C.23 herausgewittert) und eingeschaltetem Tonschieferhorizont (in Abb. C23 zurück gewittert). Die Schieferung S1 im Tonschiefer ist subparallel zur Schichtung S0 entwickelt. In der grauen Arkose deutet sich ebenfalls die Bildung von S1 subparallel zu S0 an.*

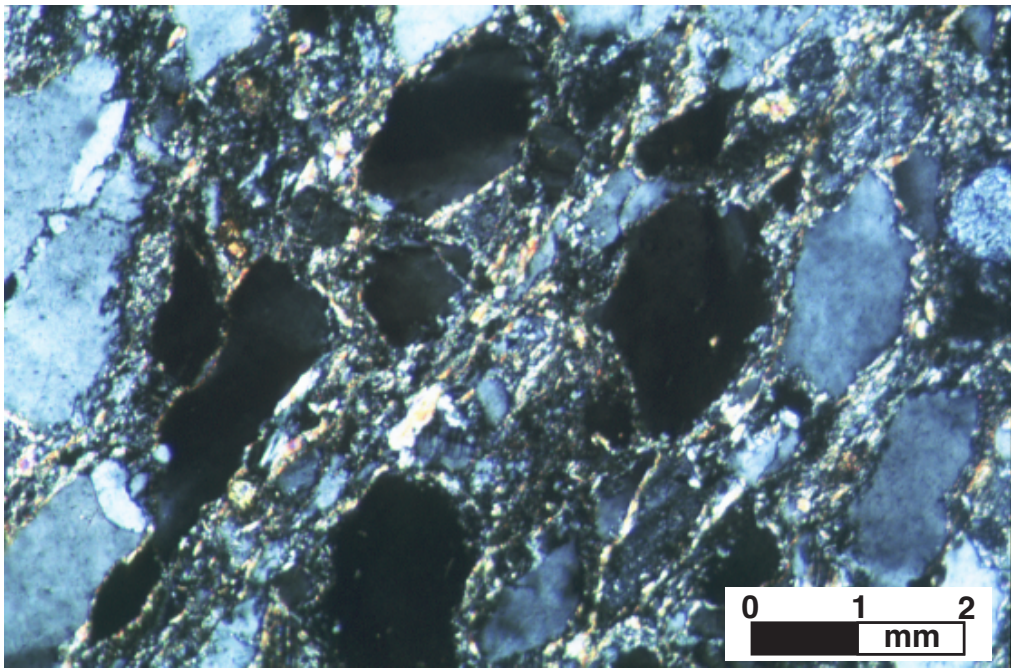


Abb. C.25: *Graue Arkose mit gekreuzten Polarisatoren. Der Quarz zeigt angelöste Ränder, ist aber nicht umkristallisiert. Die Matrix besteht aus Quarz, Muskovit und sehr feinkörnigem Dolomit, wohingegen Chlorit fehlt.*

Abb. C.26: *Graue Arkosen mit Tonschiefereinlagen. Diese Probe stammt von der Basis des Profils in Abb. 5.5 etwa einen Meter unter der Überschiebungsbahn. Die zugehörige Bewegung ist am dünnen Tonschieferhorizont im Zentrum der Probe zu sehen. Der obere Teil ist dextral gegen den unteren versetzt. Das Gestein zeigt starke Ähnlichkeiten mit der Gärdsjön Fm. (größte Diagonale der Probe ca. 25 cm)*

Abb. C.27: *Diese quarzreiche und lagige graue Arkose ist in Sjöland, zwischen Skäggvattnet und Ullisjaure sowie westlich des Fartfartjärnen/Strömsund beobachtet worden. Nur auf der Verwitterungsoberfläche (linke Seite) ist die hier im anpolierten Schnitt dargestellte lagige Textur im Gelände beobachtbar. Dieser lagige Aufbau unterscheidet sich durch seine poröse Verwitterungstextur von mitunter ähnlich aussehenden, glatt verwitternden Myloniten (Kapitel C.1.2).*

Konglomerat zugeordnet wurden, kristalline und quarzitische Klasten deutlich stärker vertreten als im typischen Bereich für dieses Konglomerat am Stenbitsjön/Sjöland. Im Streichen dazwischen etwa in der Mitte dazwischen gelegen, sind in Daikanvik am Daikanbrännan feinklastische, komponentengestützte Konglomerate mit Korndurchmessern bis zu etwa einem Zentimeter zu finden. Im Norden des Daikanbrännan treten vermehrt Quarzgerölle hinzu. Deren Sortierung entspricht den Konglomeraten südlich des Börtingtjärnen.

C.3.3.4 Grüne Arkosen mit Basiskonglomerat

Die Stenbitsjön-Konglomerate gehen nach oben in Horizonte aus grünen Arkosen mit Basiskonglomeraten über. Die Korngröße der Komponenten innerhalb der Bänke wird – über eine größere Abfolge nach oben betrachtet – stufenweise feiner. Die einzelnen, teilweise mehrere Meter mächtigen Bänke sind in klaren „fining upward"-Korngrößenverteilungen aufgebaut und schließen meistens mit grünen Arkosen ab. Lediglich auf der Südseite des Vojmsjön wurde bisher in diesen Arkosen eine Entwicklung bis hin zu feinkörnigen grauen Arkosen (Definition s. Kapitel C.3.4, Abb. C.21 & C.22) festgestellt. Im Bereich nördlich und südlich des Stenbitsjön sind in solchen Bänken sehr grobe konglomeratische Komponenten, entsprechend der Zusammensetzung des Stenbisjön-Konglomerats (Abb. C.21 & C.22), anzutreffen. Auf der Nordseite des Vojmsjön, östlich des Långtjärnen, sind die Klasten der Konglomerate wesentlich kleiner. Die Korngrößen der Komponenten liegen bei einem Zentimeter, während die Klasten auf dem Südufer des Sees noch faustgroß sind. Die betreffenden Horizonte lassen sich mithilfe der Aufschlüsse auf dem Snödholmen, einer Insel im Vojmsjön, über den See hinweg korrelieren. In gleicher Weise nimmt die Klastengröße vom Stenbitsjön aus nach Süden ab. Während westlich des Stortjärnen/Sjöland noch faustgroße Klasten – hier leider nur in Blöcken – gefunden wurden, sind die Basiskonglomerate noch weiter südlich im Övrelandet 2 km östlich des Siksjön genauso feinkörnig wie auf der Nordseite des Vojmsjön. Überall dort, wo das Stenbitsjön-Konglomerat nicht voll ausgebildet ist, treten offenbar mindestens diese grü-

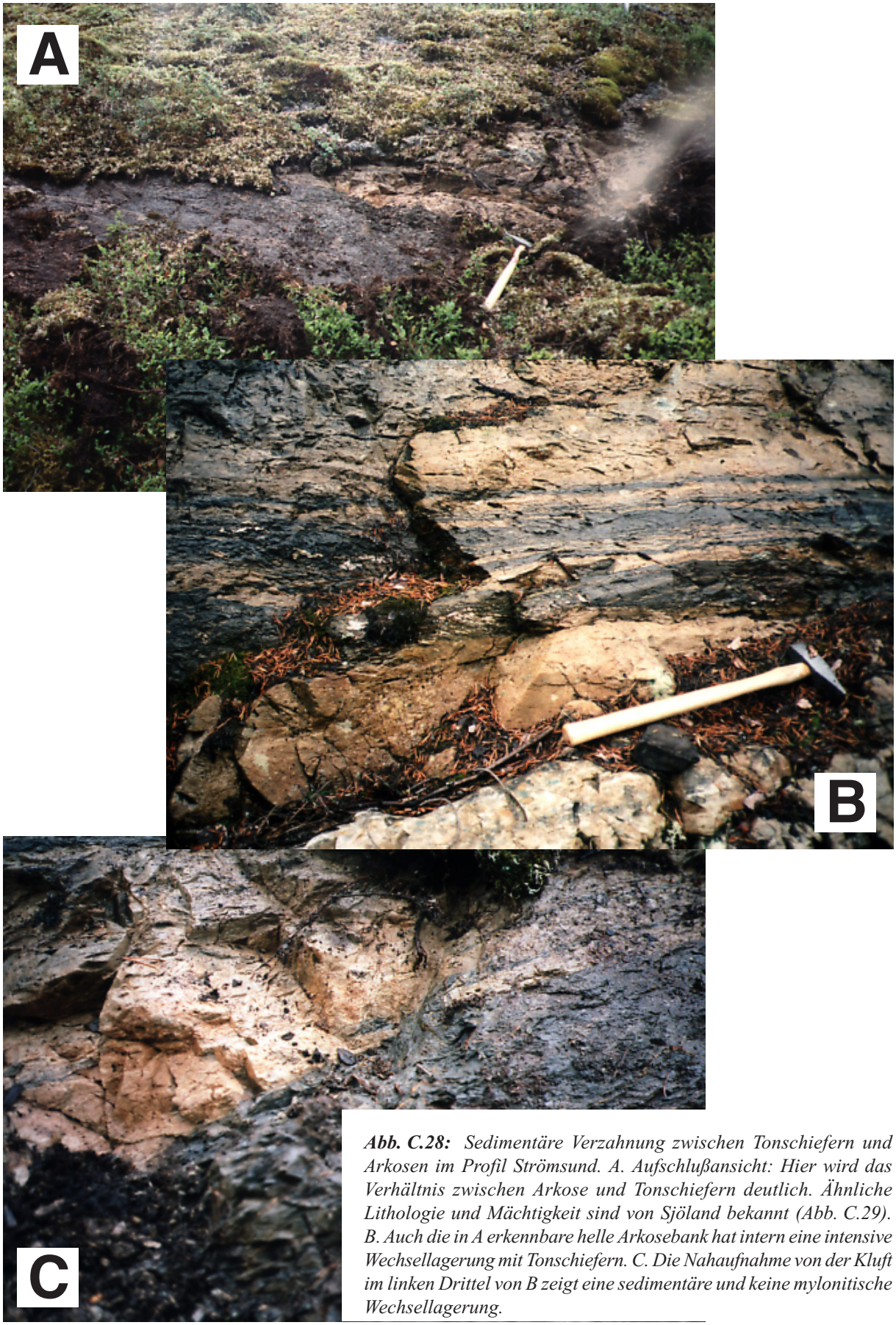


Abb. C.28: *Sedimentäre Verzahnung zwischen Tonschiefern und Arkosen im Profil Strömsund. A. Aufschlußansicht: Hier wird das Verhältnis zwischen Arkose und Tonschiefern deutlich. Ähnliche Lithologie und Mächtigkeit sind von Sjöland bekannt (Abb. C.29). B. Auch die in A erkennbare helle Arkosebank hat intern eine intensive Wechsellagerung mit Tonschiefern. C. Die Nahaufnahme von der Kluft im linken Drittel von B zeigt eine sedimentäre und keine mylonitische Wechsellagerung.*

Abb. C.29: *Ähnlich wie in Strömsund gibt es auch in Sjöland breitere Ausstriche der Tonschiefer. Diese sind allerdings geringmächtiger und deutlich kompetenter als westlich von Ankarsund. Wie kompetent sie wegen ihres Siltgehaltes wirklich sein können, zeigt dieser kleine Wasserfall im Backsjöbäcken.*

nen Arkosen mit Basiskonglomerat auf. Bänke aus grüner Arkose mit Basiskonglomerat wurden außerdem am Harrselkullen/Stalon, nördlich des Harrselkullens, im Övrelandet, nordöstlich des Grotjaur, am Daikanberg, südwestlich des Muorjevare, westlich von Ankarsund, am Gardsjöbäcken sowie westlich und nördlich von Strömsund vorgefunden.

C.3.3.5 Karbonathaltige grüne Arkosen

Bei den Untersuchungen zu den grünen Arkosen wurde anfangs zufällig im Dünnschliff eine karbonatreiche Matrix entdeckt (Abb. C.20). Dieser Dünnschliff stammte von einem Aufschluß 5 km westlich von Daikanvik (Bartusch 1995). In der Matrix kommen sehr feine Einzelkristalle aus Dolomit vor. Die kleinen Korngrößen der Karbonate lassen keine nähere Definition zu. In Klüften und größeren Zwickeln bzw. Kavernen liegt Karbonat in Form von Blockkalzit vor. Äußerlich unterscheidet sich diese Arkose nicht oder kaum von den anderen Arkosen. Allerdings treten diese karbonatreichen Arkosen, ähnlich wie die quarzreichen Varianten, mit mächtigerer Bankung von mehreren Metern unter anderen im Profil hervor (Långtjärnen/Dajkanvik, Nybräntet/Strömsund). Die Mächtigkeit der Bank am Nybräntet/Strömsund kann aus dem Kurzprofil von Strömsund ersehen werden (Abb. D.4). Außer der massigen Erscheinung ist hier das Gestein im Anschlag im Vergleich zu allen anderen Gesteinen außergewöhnlich matt und an unterschiedlichen Stellen blaßgrün oder blaßgrau. Leider wurde diese Art der Arkosen zu Beginn der Untersuchung als gewöhnliche grüne Arkosen oder graue Arkosen (Kapitel C.3.4) eingestuft, weshalb keine Proben genommen wurden. Es besteht daher bei einigen Lokalitäten im nachhinein der Verdacht auf Karbonathaltigkeit (Skäggvattnet, Vackerliden, Bakkisberget). Am Ullisjaure war der mit Anfärben untersuchte Karbonatgehalt auf einzelne sandige Lagen von wenigen Zentimetern Mächtigkeit begrenzt. Das restliche Gestein ist tonmineralreich und als Schiefer ausgebildet.

C.3.4 Graue Arkosen

Eine zweite, ebenfalls sehr verbreitete Abfolge von Arkosen ist hell- bis lichtgrau. Diese grauen Arkosen unterscheiden sich von den grünen Arkosen zunächst lediglich durch ihre Farbe. Die lithologische Zusam-

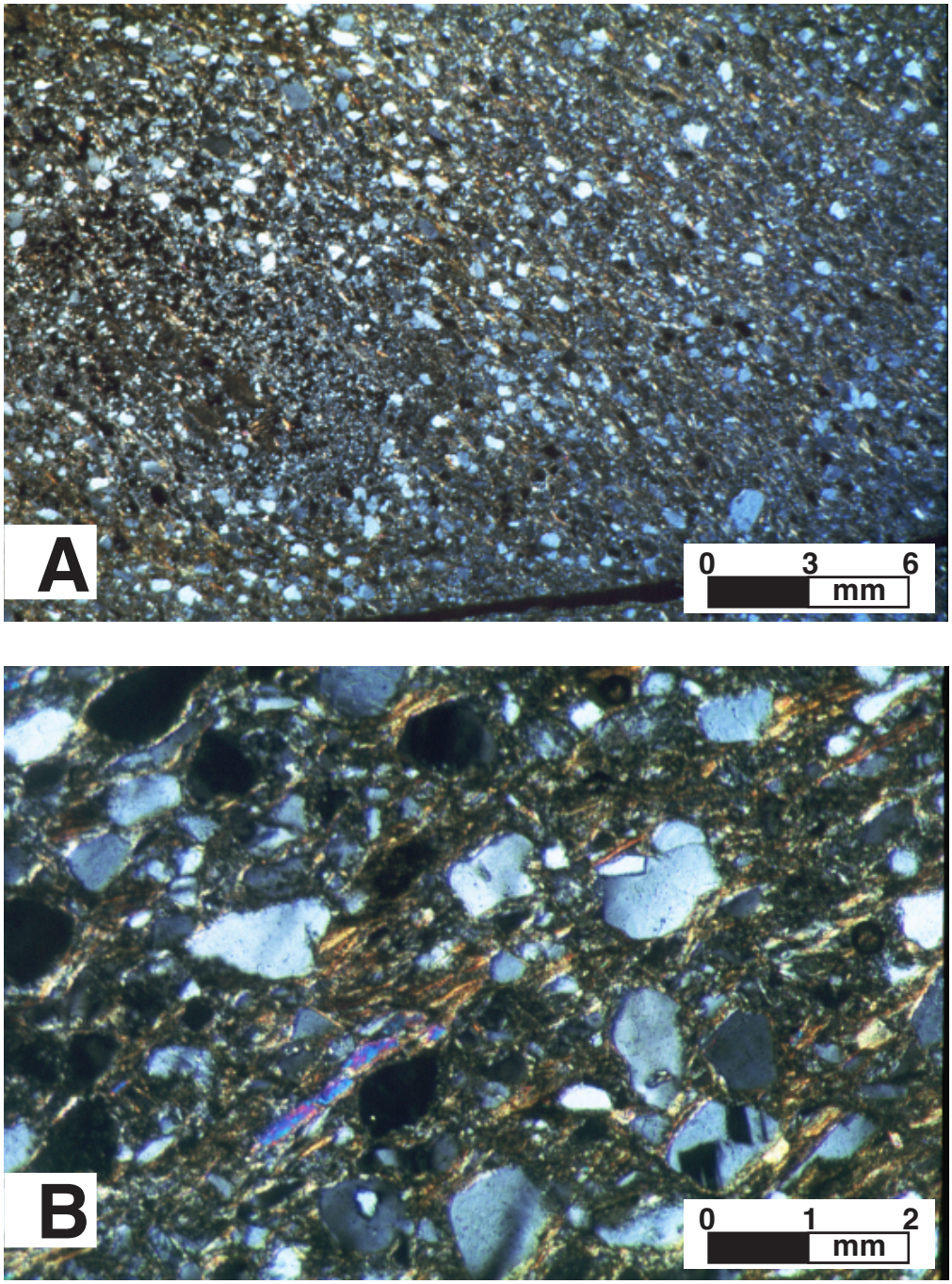
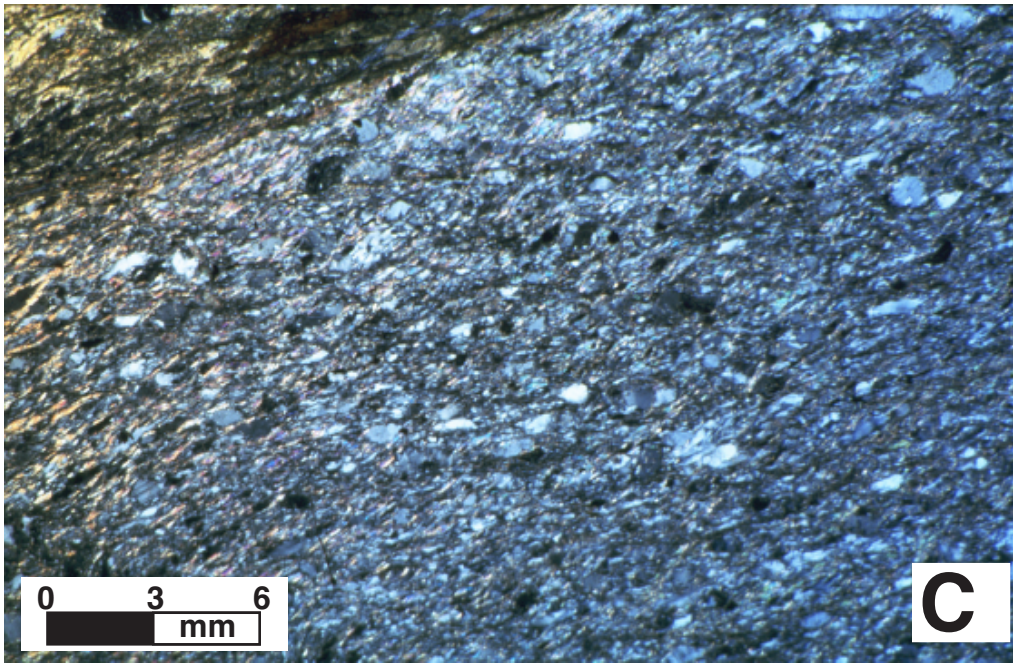
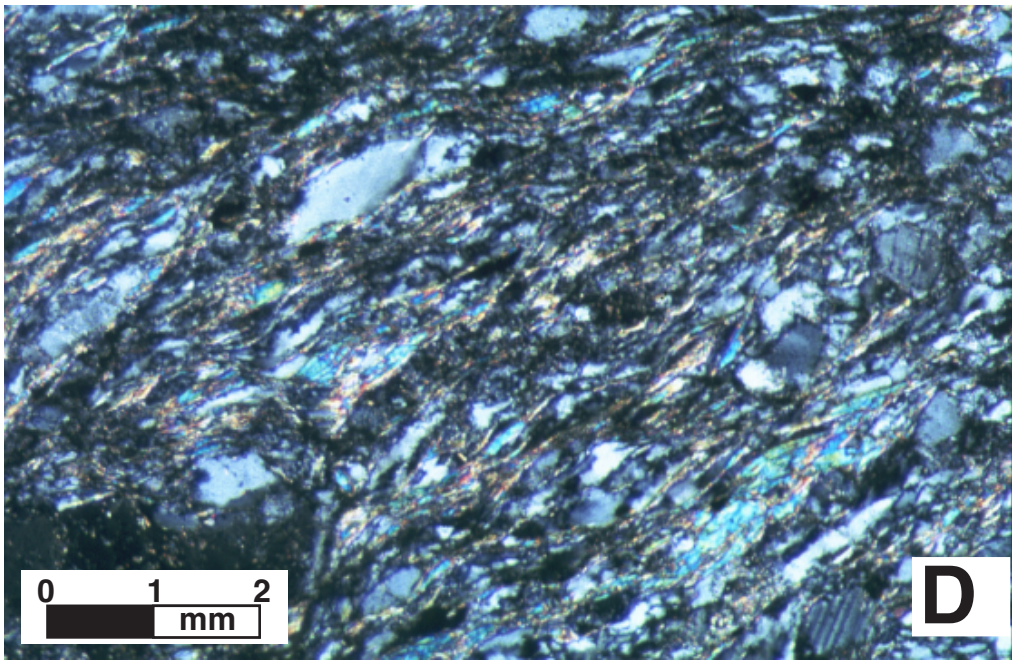


Abb. C.30: *Vergleich der Tonschbiefer aus Unterem und Mittlerem Allochthon. Alle vier Bilder wurden unter gekreuten Polarisatoren fotographiert. A. Übersicht über einen im oberen Teil der Gärdsjön Fm. des Unteren Allochthons stammenden dunklen Tonschiefers. B. Vergrößerung aus A für den Vergleich mit Abb. C.31.*





(Abb. C.30: Fortsetzung) *C. Übersicht über einen Dünnschliff aus den Tonschiefern des Mittleren Allochthons. Äußerlich war das Gestein nur schwer vom Gestein aus A und B zu unterscheiden. Es fällt ein sehr hoher Quarzgehalt auf. Im Anschnitt der Tonschieferlage links oben im Bild ist gerade noch ein retrograd zu Feldspat umgewandelter Granat erkennbar. D. In der Vergrößerung ist deutlich die Rekristallisation der Quarze und die Anwesenheit von Muskovit erkennbar.*

mensetzung entspricht über größere Mächtigkeiten hinweg durchaus der der grünen Arkosen (Diagramm 2.1). Die Unterscheidung der grauen Arkosen von den grünen Arkosen wird daher dennoch vorgenommen, da sie generell zu einer Unterscheidung zwischen überlagerndem und unterlagerndem Teil der Abfolgen führt. Einerseits existieren viele Aufschlußkonfigurationen, in denen grüne und graue Arkosen auf der Karte getrennt werden können, andererseits existieren sogar Aufschlüsse, in denen innerhalb diskreter Bänke beide Arkosen vorkommen (Abb. C.22 & C.28). Der erste Teil bestätigt das so entstehende „oben" und „unten" durch die gemessenen Strukturwerte, der zweite gibt Grund zur Annahme, daß hier keine tektonische Trennung vermutet zu werden braucht. Allerdings ergeben sich aus der Verzahnung keine klaren Anhaltspunkte für eine definitive Trennung in selbständige Abfolgen.

Über die gesamte Abfolge der grauen Arkosen ist ein „fining upward" vorhanden. Darüber hinaus nimmt mit der Abnahme der Sandkorngröße der Tonmineralanteil zu. Gleichzeitig wird auch die Eigenfarbe dunkler. Am deutlichsten sind diese Entwicklungen bisher am Grankullen bei Bergland, südlich der Rådlösmyran bei Bergland, östlich der Jonkesmyran bei Bergland sowie auf der Südwestseite des Nipenhobben feststellbar. Gut verfolgbare Sequenzen wurden darüber hinaus 1,5 km westlich des Stenbitsjön/Sjöland, auf der Südseite des Råliden/Strömsund und 1 km südwestlich des Björklidhobben/Ullisjaure gefunden. Ihre Präsenz in der Deckeneinheit nimmt im Arbeitsgebiet in dem Maße von Südosten nach Nordwesten zu, in dem die Präsenz der grünen Arkosen insgesamt abnimmt.

C.3.4.1 Quarzreiche graue Arkosen

In den grauen Arkosen nimmt in einigen Gesteinen der Quarzgehalt stark zu (Diagramm 2.1). Er kann 60-80% betragen. Mitunter kommen erhebliche Karbonatgehalte aus Kalzit oder Dolomit bis zu 20% in der Matrix und in den Zwickeln zwischen den Körnern vor. Hinsichtlich dieser Karbonatgehalte gelten die Anmerkungen aus Kapitel C.3.3.5 entsprechend. Diese quarzreichen grauen Arkosen können lagig (Abb. C.27) oder bankig ausgebildet sein. In der lagigen Ausbildung wechseln feldspatreichere, quarzreichere mit tonmineralreicheren Lagen. Kompetenz und Allgemeineindruck erinnern in einigen Fällen auch an Grauwakken. In den feinklastischeren Bänken finden sich gelegentlich schluffige Klasten in toniger Matrix, in den grobklastischeren Bänken Arkosen mit überdurchschnittlichem Anteil an Quarz. Bänke mit mehreren Metern Mächtigkeit ohne Tonschiefereinschaltungen wurden östlich der Stormyran/Bergland gefunden (etwas östlich von Abb. C.23). Diese zeigen sich sehr kompetent und sind quarzreich. An der Basis dieser Bänke wird eine Diskordanz vermutet (Bartusch 1995).

C.3.5 Tonschiefer

In der gesamten Deckeneinheit sind im Arbeitsgebiet über den grauen Arkosen dunkelbraune, anthrazitfarbene und schwarze Tonschiefer zu finden. Verbreitung und Mächtigkeit nimmt im Arbeitsgebiet nach Norden hin zu. Ab etwa Nipen sind diese Tonschiefer besonders mächtig aufgeschlossen. Die mächtigsten und feinklastischsten Abfolgen befinden sich westlich von Ankarsund (Abb. D.6). Dort sind die Tonschiefer auf der Ost- und Südseite eines ausgedehnten Sumpfgebietes in Straßenanschnitten gefunden worden und teilweise sehr feinklastisch und dünnlagig.

Um eine Verwechslung mit dem Unteren Allochthon auszuschließen, wurde eine Probe aus für die Verhältnisse um Ankarsund kompetenten Horizonten an der Mündung des Gardsjöbäcken in den Storuman mit einer Probe von einem Schiefer aus der Gärdsjön Fm. (Unteres Allochthon) 2 km östlich von Strömsund verglichen (Abb. C.30). Äußerlich waren diese kaum zu unterscheiden. Nach gründlicher Reinigung war eine etwas dunklere Verfärbung des Gesteins aus dem Mittleren Allochthon zu erkennen. Im Dünnschliff war im Gestein aus dem Mittleren Allochthon in einer 10fachen Vergrößerung deutlich die Anwesenheit von Chlorit und sogar Muskovit und eine vollständige Rekristallisation des Quarzgehaltes erkennbar (Abb. C.30). Dieser Vergleich bildet dadurch einen Anhaltspunkt für Parallelen dieser Schiefer mit der Gärdsjön Fm. aus dem Unteren Allochthon.

An der ungefähr parallel zum Streichen der Decken verlaufenden Straße von der Mündung des Gardsjöbäckens aus dem Gardsjö nach Akkan, von Akkan nach Abborrberget sowie an der ebenfalls im Streichen verlaufenden Straße von Strömsund nach Flakaträsk auf der Ostseite der Deckeneinheit befinden sich zahlreiche weitere Aufschlüsse mit diesem Schiefer. An der senkrecht zum Streichen der Decken verlaufenden Straße von der Mündung des Gardsjöbäckens nach Flakaträsk sind diese Schiefer an mehreren Stellen zwischen mylonitischen Schiefern aufgeschlossen. Hieraus ergibt sich eine mehrfache Grund- und Deckgebirgsabfolge. Darüber hinaus sind diese Tonschiefer südwestlich von Strömsund, westlich des

Abb. C.31: *Aufschluß der roten Konglomerate am Daikanbäcken. Der Aufschluß ist vom Wasser freigespült und die Verwitterungsoberfläche abgetragen (Bildbreite ca. 0,5 m; vgl. angeschnittener Hammerkopf am unteren Bildrand).*

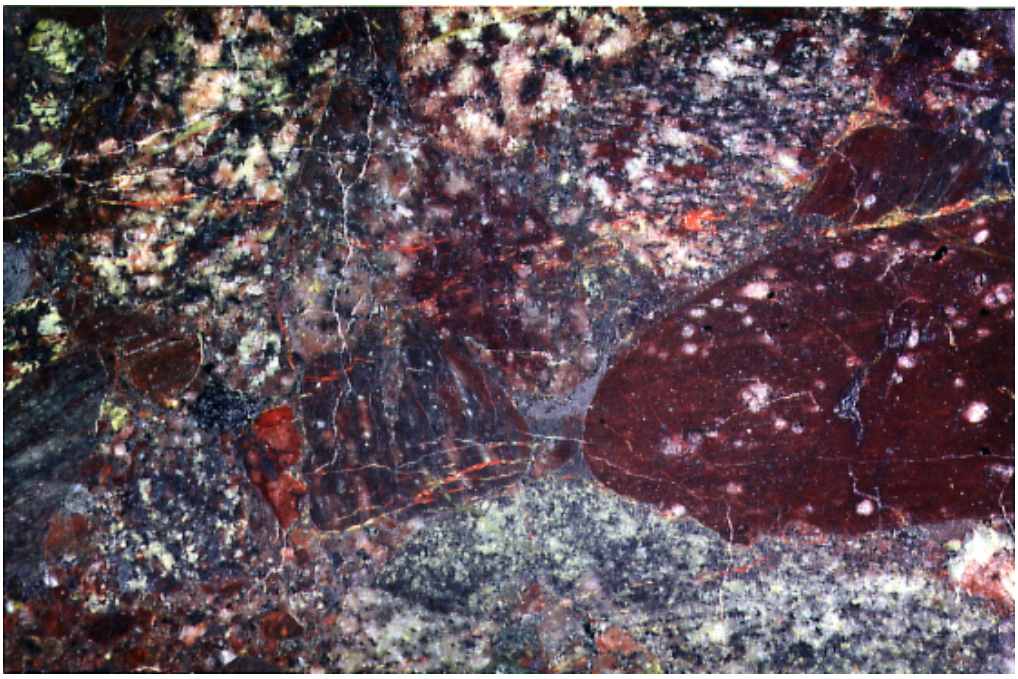


Abb. C.32: *Rotes Konglomerat mit gut bis sehr gut gerundeten Geröllen. Die Matrix ist aus Grobsand sowie im Zentrum des Bildes aus Silt und Ton zusammengesetzt (Södra Daikanvik, Bildlänge ca. 10 cm)*

Farfartjärnen und in Strömsund (Abb. C.28) vorhanden. Südlich des Storuman befinden sich Aufschlüsse am Bakksjöbäcken in Nedre Sjöland, an der Kullmyran/Bergland, auf der Südseite des Stenbitsjön, am Grankullen bei Bergland, an der Jonkesmyran westlich vom Daikansjön, zwischen Bäckmyran und Börtingtjärnen westlich des Ullisjaure, nordwestlich des Grotjaur sowie am und nördlich des Stortjärnen südöstlich von Nipen.

C.3.6 Konglomerat in sandiger Matrix (rote Konglomerate)

Die im Arbeitsgebiet am weitesten verbreiteten Konglomerate sind die von Kulling (1942) als rote Konglomerate bezeichneten Horizonte. Diese roten Konglomerate beschreibt Kulling am Mattaberget, Rönnberget, Kalvsjön (südwestliches Daikanvik), in Abborrbergen, Flakaträsk und nördlich des Råvojaure (Storvindeln). Er bezieht sich auf die roten Konglomerate als Konglomerate des "Bäckstrandtyps". In Bäckstrand sind die roten Konglomerate allerdings, wie jüngere Aufschlüsse belegen, im Mittleren und Unteren Allochthon vorhanden. Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit gefundenen roten Konglomerate, welche für das Mittlere Allochthon als typisch angesehen werden könnten, sind zwischen Ullisjaure und Brattberget verbreitet. Das Zentrum dieser Verbreitung liegt nördlich des Grotjaur. Insgesamt konnten die roten Konglomerate um Stalon, zwischen Sjöland und Nedre Sjöland, zwischen Hidberget und Tjärnmyrliden in Södra Daikanvik, zwischen Ullisjaure und Grotjaur und im Dreieck Grotjaur-Bakkisberget-Nipen nachgewiesen werden.

Die roten Konglomerate sind ein Orthokonglomerat. Die strukturelle und texturelle Reife dieser Sedimente ist im Vergleich mit dem Stenbitsjön-Konglomerat sehr unreif. Es sind sehr gut gerundete und nicht selten auch ungerundete Komponenten vorhanden. Die Korngrößen der Komponenten bewegen sich fließend zwischen Feinkies und Steinen bis zur Kopfgröße. Der Schwerpunkt der Klastengrößen liegt im Bereich des Grobkieses. Feinere Komponenten sind nicht selten, sehr viel größere eher die Ausnahme. Ähnlich schlecht sortiert ist die Matrix, welche auch innerhalb der einzelnen Horizonte bzw. Bänke stark schwanken kann. Vom Ton bis zum Grobsand sind alle Größenordnungen vertreten. Der Schwerpunkt der Matrixkorngrößenverteilung liegt meistens entweder im Schluff- oder im Mittelsandbereich.

In mehr oder weniger gut zusammenhängenden Zonen mit tonreicher Matrix zeigen Grünfärbungen eine verstärkte Chloritisierung an. Diese markiert offenbar Zonen bzw. Flächen mit beginnendem Spannungsaufbau zur Bildung von Bewegungsbahnen. Das erklärt die Unmöglichkeit, die Mineralumwandlungen keiner bestimmten Gesteinszusammensetzung oder keinem stratigraphischen Niveau zuschreiben zu können. Im Aufschluß sind diese Flächen als Adern oder Bänder identifizierbar. In einigen Fällen liegt auch in relativ kurzen Abständen chloritfreies (rotes) Gestein neben in Ansätzen oder auch durchgreifend chloritisiertem (grünem) Gestein vor. Auch in diesen Fällen verlaufen die Zonen quer zur Bankung. In Sjöland (Satzke 1996), Ullisjaure und Grotjaur hat sich die Entwicklung dieser Adern und Bänder bis zur Bildung von Pseudotachylliten fortgesetzt. Die in dieser Form auftretende Grünschiefermetamorphose wird auch am Rand zum Unteren Allochthon als Anhaltspunkt für eine Zuordnung zum Mittleren Allochthon verwendet. Treten diese unregelmäßigen Chloritisierungen auch in größeren Aufschlüssen nicht auf, wurden die Gesteine zum Unteren Allochthon gerechnet (Anhang B, Kapitel B.2.2).

Die Sortierung der Klasten variiert stark. Gehäuft sind granitoide Klasten vorhanden. Darüber hinaus treten aber auch mylonitische, basanitische, syenitische Klasten sowie Klasten mit Schichtungs- und Schrägschichtungsmerkmalen auf. Eine Untersuchung zu der Klastenverteilung findet sich in Kulling (1942). An der Kullmyran/Bergland, am Ullisjaure und am Bakkisberget/Rönnliden wurden einzelne dolomitische Klasten gefunden.

C.3.6.1 Epidotisiertes Konglomerat

Das epidotisierte Konglomerat hat eine gelbgrüne bis grüne Farbe. Das Gestein wurde an der Kullmyran/Bergland, am Ullisbäcken und am Hidberget/Södra Daikanvik gefunden. Im Anschlag macht das Gestein einen siltigen bzw. schluffigen Eindruck. Erst der Blick auf eine saubere Verwitterungsoberfläche zeigt die Existenz von Klasten. Die Klasten liegen gewöhnlich als Mittelkies oder Steine vor. Sortierung und Rundung der Klasten läßt sich weder in der Verwitterungskruste noch im Anschlag genauer bestimmen, da die Grünschiefermetamorphose das gesamte Gestein inklusive

aller Klasten erfaßt hat. Das Gestein lagert an der Kullmyran über groben Konglomeraten, die zu den roten Konglomeraten gerechnet werden, und am Hidberget auf roten Konglomeraten unter einer Überschiebungsbahn. Am Ullisbäcken und nördlich des Grotjaur lagert dieses Gestein in unklarer Position, ist in beiden Fällen jedoch mit den roten Konglomeraten assoziiert und nahe einer möglichen Überschiebungsbahn.

C.3.7 Konglomerat in schiefriger Matrix

Das Konglomerat in schiefriger Matrix (Greiling 1985) ist in großer Mächtigkeit am Stalonberg aufgeschlossen. Doch auch auf der Westseite des Harrselkullen/Stalon, an der Gemarkungsgrenze 4 km westlich von Daikanvik und in Nedre Sjöland ist dieses Gestein aufgeschlossen (Abb. C.34). In Nedre Sjöland haben die Abfolgen allerdings nur einen geringen Teil der Mächtigkeit vom Stalonberg. Das Gestein sieht vielfach einem planar deformierten schwarzen schiefrigen Mylonit ähnlich, ist im Unterschied dagegen weicher und zeigt in schiefriger Matrix schwimmende Klasten. Die Matrix kann mitunter auch rötlich sein (Fatsjöluspen & Harrselkullen/Stalon). Die Klasten sind meist granitoider Herkunft. Ihre Größe liegt im Zentimeter-Bereich (Abb. C.33 & C.34). Die Größe variiert von Aufschluß zu Aufschluß. In größeren Aufschlüssen ist erkennbar, daß die Größe der Klasten weniger innerhalb der Bänke, als zwischen diesen variiert. Daraus folgt eine gut getrennte Klasten-Matrix Korngrößenverteilung, wobei die Klasten in sich gut sortiert erscheinen. Eine genauere Bestimmung ist nicht möglich, da besonders die kleineren Klasten häufig zu flachen Augen deformiert sind (Abb. C.34). Große, schwach deformierte Klasten, wie in Abb. C.33, sind innerhalb der bearbeiteten Aufschlüsse die absolute Ausnahme und kamen nur in einem Fall an der Basis des Stalonbergets vor. Mit abnehmender Klastengröße und gleichzeitig stärkerer Deformation der Klasten, nimmt die Korngröße der Matrix ebenfalls ab. Innerhalb der einzelnen Bänke treten, sofern die vorhandene Schieferung auf tektonische Ursachen zurückgeführt wird, keine Schichtungsmerkmale auf. Im allgemeinen sind die Korngrößenunterschiede zwischen den Bän-

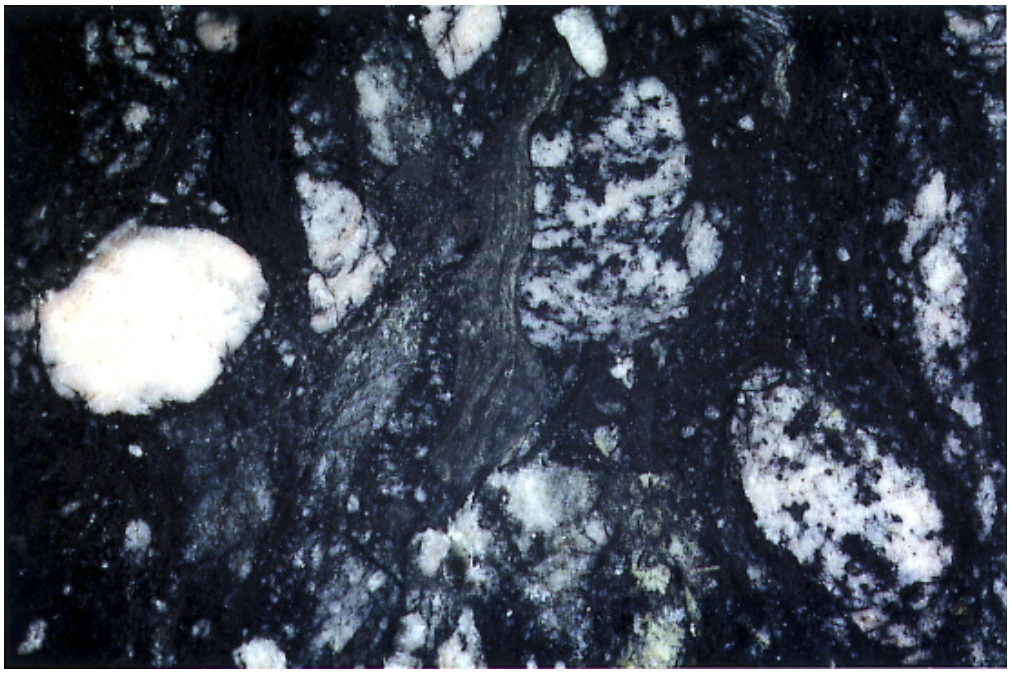


Abb. C.33: *Konglomerat in schiefriger Matrix mit hellen granitischen Klasten (Stalonberget, Maßstab 1:1; Gerölle mit drei bis vier Zentimeter Durchmesser).*

Abb. C.34: *Konglomerate in schiefriger Matrix in Nedre Sjöland.*

ken auffälliger als innerhalb der Bänke. Insgesamt handelt es sich bei diesem Gestein also um einen Diamiktit, dessen Aufbau auf subaquatische Ablagerung als „mass flows“ schließen lassen (Füchtbauer 1988).

Im oberen Bereich des Stalonberges wurden wenige Horizonte gefunden, in denen durch eine schlechter sortierte, psammitische Matrix und relativ kleinen Klasten ein mit den roten Konglomeraten vergleichbares Sediment vorlag. Dennoch war in diesen Horizonten im Unterschied zu den roten Konglomeraten die Sortierung hin zu quarzreichen Klasten deutlich besser ausgebildet sowie die Rundung der Klasten gleichbleibend gut bis sehr gut entwickelt.