

Schmirntal vom Liegenden zum Hangenden stratigraphisch grob untergliedert werden in:

- 1) Schwarzschiefer, kalkarm und Karbonat-Chloritphyllitlagen, mit bis zu 10 m mächtigen Metagabbros, die als Boudins aufgeschlossen sind.
- 2) „Kalkreiche Bündnerschiefer“ (Kalkmarmor, Glimmermarmor, teilweise wechsellagernd mit Phylliten, Kalkphylliten und Kalkschiefern.
- 3) „Kalkarme Bündnerschiefer“ (Kalkphyllit, kalkarmer und kalkfreier Schwarzphyllit und untergeordnet Karbonatquarzit.

Bis zu 5 m große Dolomitschollen und Schollen aus permoskythischen Gesteinen sind speziell im Kluppenbach an bis zu 20 m mächtige, isoklinal verfaltete Karbonat-Chloritphyllitlagen gebunden. Diese Gesteine der Modereckdecke im Kluppenbach-Tal sind in einer E–W-streichenden Antiklinale als tektonisches Fenster in der Nordrahmenzone aufgeschlossen. Die westliche Fortsetzung letzterer Vorkommen liegt südlich vom Kreuzjöchl. Am Fußweg von „Die Hagler“ zum Kreuzjöchl sind Permoskythquarzite aufgeschlossen. Diese Zone setzt sich bis zur Möslalm fort, wo bei Oberleger (zum Möslalm) eine Dolomitscholle über 100 m Länge aufgeschlossen ist.

Der basale Teil der Bündnerschiefer (Schwarzschiefer mit isolierten Metagabbro-Aufschlüssen am Tuxerjoch) wurde als der bathymetrisch tiefste Teil des Arbeitsgebiets interpretiert.

Die Modereckdecke ist ebenfalls von den Deformationsphasen  $D_1$ ,  $D_2$  und  $D_3$  überprägt. Die  $D_1$ -Struktur besteht aus einer schichtparallelen mylonitischen Schieferung mit Isoklinalfalten im mm- bis km-Maßstab. Falten der  $D_3$ -Phase mit einer Achsenflächenschieferung, die durch Krenulation und Drucklösung gebildet wurde, überprägen die  $D_1$ -Strukturen. Die Falten der  $D_2$ -Phase mit steil NW-abtauchenden Faltenachsen treten sehr selten auf.

#### Nordrahmenzone

Die Nordrahmenzone besteht größtenteils aus Bündnerschiefern. In diesen Schiefen befinden sich Olistolithe, ähnlich wie der Gallenschrofen bei Navis. Turbidite sind ebenfalls kennzeichnend für diese Einheit. Diese deuten auf einen Kontinentalabhang, am wahrscheinlichsten an einem aktiven Plattenrand, als Ablagerungsraum hin.

Sind in den Schollen zusammenhängende Schichtverbände anzutreffen, wie z.B. am Gallenschrofen, kann deren Herkunft erkannt werden. Schollen mit Abfolgen und Teilabfolgen von Lantschfeldquarzit, Riefing-Formation/Virgloria-Formation, Arlberg-Formation, und Raibl-Gruppe sind typisch für den südlichen ostalpinen Faziesraum. Besonders deutlich ist die schichtgebundene Einlagerung kleinerer Schollen am Kamm zwischen Kreuzjöchl und Geier zu erkennen. In der letztgenannten Lokalität sind Dolomitschollen, Schollen bestehend aus Dolomitbreccien des Tarntaler Mesozoikums, Serpentinischollen, Quarzphyllit- und Eisendolomitschollen aufgeschlossen.

Ein Turbiditaufschluss am Kaserer Graben, 150–200 m südlich des Zusammenflusses des Kasererbachs und des Bachs mit Ursprung beim Kristallner, wird zur Nordrahmenzone gerechnet. Dieses schmale E–W-streichende Vorkommen der Nordrahmenzone wird an der Nordseite vom oben genannten tektonischen Fenster der Glocknerdecke begrenzt. Vermutlich verläuft der südliche Kontakt zur Glocknerdecke etwa entlang der Linie Möslalm – Die Hagler – Bleijägerspitze – Gamskarspitze.

Sehr gut ausgebildete und isoklinal verfaltete Turbidite gibt es in der höchsten Kehre südöstlich der Blasigleralm am Weg zur Stoffenalm.

Die tektonischen Strukturen der Gesteine der Modereckdecke und der Nordrahmenzone sind gleich.

#### Quartär und Massenbewegungen

Das Quartär der Haupttäler wurde größtenteils von MAGIERA kartiert. Im unteren Kluppental und im Schmirntal unterhalb von Kasern ist der Schmirnbach in quartäre Sedimente (fluviatiles und fluvioglaziales Sediment, Sand, Kies, Blockwerk) eingeschnitten. Vor allem im Kaserertal sind die tiefer liegenden Hangbereiche von Schwemmfächern abgedeckt, die nach unten an rezente bis subrezente Alluvionen (Kies, Sand, Ton) anschließen.

Größere Areale mit Felssturz und Blockwerkmaterial wurden südöstlich vom Geier und weiter in Richtung Westen, südlich des Kammes zwischen Griffjoch und Kreuzjöchl sowie im Wildlahnertal kartiert.

Spät- bis postglaziale End- und Seitenmoränen gibt es am oberen Schragerbach, auf der Möslalm, nördlich des Grats zwischen Kreuzjöchl und Griffjoch (z.B. am Außergriff und Bettlerstiegl), in den beiden Talkesseln nördlich und südlich vom Gulfen und an der Seealm. Diese Gebiete sind auch z.T. großflächig von Grundmoräne, die nördlich des Kammes Griffjoch – Kreuzjöchl umgelagert ist bedeckt. Auch auf der Möslalm liegt Grundmoräne vor.

Folgende größere Massenbewegungen wurden kartiert:

- 1) Kaserer Scharte: Bergerreißung mit Zerrspalten in der Hochstegen-Formation.
- 2) Am Kamm zwischen Hohe Warte und Kreuzjöchl: Doppelgratbildungen, inaktiver Talzusub in den Bündnerschiefern.
- 3) Mader Ochsenalm: Tiefgreifende Festgesteinsrutschung in den Bündnerschiefern ( $\approx 25\text{--}30 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ).
- 4) Möslalm: Festgesteinsrutschung in den Bündnerschiefern ( $\approx 10,8 \cdot 10^5 \text{ m}^3$ ).
- 5) Durrachjöchl: Doppelgrat durch Bergerreißung und Felsgleitung in den Bündnerschiefern.

Diese Massenbewegungen sind in im Projekt GEORIOS und in der Webapplikation Massenbewegungen der Geologischen Bundesanstalt beschrieben. Blaikenbildung sowie kleinere Bodenrutschungen, kommen bevorzugt in den Bündnerschiefern und der Kaserer-Formation vor

## Blatt 179 Lienz

### Bericht 2004–2005 über geologische Aufnahmen im Kristallin um den Iselsberg auf den Blättern 179 Lienz und 180 Winklern

MANFRED LINNER

Im Jahr 2004 wurde die geologische Kartierung des Kartenblattes Winklern nach längerer Unterbrechung fortge-

setzt, nachdem die Sadnig-Gruppe von FUCHS, LINNER und der Arbeitsgruppe HEINISCH in den Jahren 1987 bis 1993 kartiert wurde (FUCHS & LINNER, 2005). Bei der jetzigen Kartierung wurde mit dem Drautalhang zwischen Debanttal und Dölsach und dem südlichen Iselsberg begonnen.

Da das Kristallin bei Göriach und Obergöriach weitgehend mit Moräne und Eisrandsedimenten bedeckt ist, wurde auch der felsige Hang der orografisch linken Seite am Ausgang der Debantschlucht mitkartiert. Damit erstreckt

sich das Kartiergebiet auf Blatt 179 Lienz. Für diesen Bereich liegen eine Diplomkartierung von GÖDDE (1996) und eine quartärgeologische Kartierung (REITNER, 2003) vor, das Kristallin ist darauf fragmentarisch beziehungsweise als Hintergrund abgebildet. Vom Iselsberg liegt eine Kartierung von VOHRZYKA (1959) vor, eingeflossen in eine unveröffentlichte Manuskriptkarte der Kreuzeckgruppe von BECK et al. (1958). Darauf ist das Kristallin entsprechend einem weitmaschigen Begehungsnetz grob lithologisch erfasst und die quartäre Bedeckung schematisch dargestellt.

Der Iselsbergsattel bildet die geographische Grenze zwischen Schober- und Kreuzeckgruppe, westlich bildet der Rücken Richtung Pließ einen südlichen Ausläufer der Schobergruppe und östlich der Stronachkogel einen westlichen Vorberg der Kreuzeckgruppe. Das Kristallin der Schobergruppe setzt sich aber lithologisch und strukturell kontinuierlich in den Stronachkogel fort. Insofern sind die Gesteine am Iselsberg lithostratigraphisch dem Prijakt-Polinik-Komplex zugehörig und tektonisch Teil der Prijakt-Decke (LINNER & FUCHS, 2005).

Die Lithologie zeigt sich im südlichen Iselsberg durch siliziklastische Paragesteine bestimmt, mit grobschuppigem, Muskovit-reichem Glimmerschiefer und feinkörnigem Quarz-betontem Biotit-Paragneis als charakteristischen Gesteinen. Verbreitet und lithologisch ebenfalls variabel sind geringmächtiger Amphibolit, Eklogitamphibolit und seltener Orthogneis. Nur am Stronachkogel ist ein sehr mächtiger Zug aus Amphibolit und Eklogitamphibolit aufgeschlossen. Insgesamt belegt die Lithologie eklogitfaziale Metamorphose für das gesamte Gebiet.

Die Streichrichtung ist regional WSW–ENE bis W–E mit steil süd- oder nordgerichteten Schieferungsflächen. Die Faltenachsen und Streckungslineare streichen ebenfalls in diese Richtung. Die Achsenebenenschieferung und Falten-typen lassen eine regionale Antiform erkennen, die sich mit steil stehender Achsenebene zwischen Göriach und dem nordwestlichen Rücken vom Stronachkogel spannt.

An spröder Deformation lassen sich drei Phasen unterscheiden. Sinistral bewegte Harnischflächen mit Quarz- oder Chloritbelag treten vermehrt um Stronach auf, in Annäherung zur Zwischenbergen-Störung. Verbreitet sind NW–SE- bis W–E-gerichtete Harnischflächen der zweiten Phase, mit dextralem Bewegungssinn und grauschwarzem Kataklastit und Kakirit. Schließlich sind diese älteren Harnische durch abschiebende Bewegungen des nördlichen und westlichen Blockes überprägt.

Moräne und Eisrandsedimente bedecken weite Bereiche am Iselsberg und am Hang zum Drautal und dokumentieren damit eindrücklich die glazialen Verhältnisse bei der Einmündung von Debant- und Iselsberggletscher in den Draugletscher. Der Iselsberggletscher ist jener Teil des Möllgletschers, der über den Iselsberg zum Draugletscher übergeflossen ist. Dieser Gletscherast hat eine vielfältige Grundmoränenlandschaft hinterlassen, mit dammförmigen Ablagerungen (Oser) und kleinen Hügeln (Kames). Nördlich vom Ort Iselsberg dokumentieren Bänderschluße und grobklastische Eisrandsedimente den spätglazialen Zerfall vom Iselsberggletscher. Eisrandsedimente sind auch am Hangfuß beim Ausgang vom Debanttal erhalten, gebildet als Staukörper an (Tot-)Eis im Lienzener Becken.

## Lithologie

Die detaillierte Beschreibung der Lithologie erfolgt regional zweigeteilt, zuerst im Hang zum Drautal und dann im Gebiet beiderseits vom Iselsbergsattel, und jeweils der Streichrichtung folgend von Westen nach Osten.

Der Westhang der Debantschlucht zwischen Kraftwerk Debant und Stribach, die kleinräumigen Aufschlüsse um Göriach und die Aufschlüsse an der Kante zum Dölsacher

Mühlbach zeigen siliziklastische Paragesteine mit vereinzelt Einlagerungen von Amphibolit. Charakteristisch sind Zweiglimmerschiefer mit verbreitet feinkörnigem Granat, mitunter Staurolith und zumeist merklicher Chloritisierung. Muskovit und Biotit sind schuppig, wobei Muskovit deutlich überwiegt. Typisch sind feinschuppige Domänen aus Hellglimmer, die auf einen deutlichen Paragonitgehalt hinweisen. Chlorit ist in Aggregaten quer zu den Glimmern gesprosst. Sehr Muskovit-reiche Glimmerschiefer weisen zugleich einen höheren Plagioklasanteil auf.

In den Paragneisen dominiert bei den Glimmern Biotit und Granat ist weniger häufig. Der Anteil an Plagioklas und Quarz ist im Paragneis ungefähr gleich. Chloritisierung ist auch in den Paragneisen wiederholt erkennbar, die Quarz-betonten Paragneise erscheinen dadurch graugrünlich. Ähnlich den Paragneisen sind die Schiefergneise, die mit einem höheren Glimmergehalt in Modalbestand wie Bruchform zu Glimmerschiefer vermitteln. Rar sind in dieser Vergesellschaftung von Glimmerschiefer und Paragneis grauer, quarzitischer Paragneis und Quarzit.

Die eingelagerten Amphibolite sind dunkle Gesteine aus hauptsächlich Amphibol und wenig Plagioklas, Granat und Biotit. Letzterer ist vor allem in geringmächtigen Lagen bzw. im Randbereich zu finden. Umgekehrt zeigen sich um die Amphibolite typischerweise Plagioklas-betonte Paragneise mit reichlich Granat und Biotit, sowie kaum Muskovit.

Mehr Aufschlüsse am Drautalhang bietet die Hangstufe zwischen Obergöriach und Iselsberg und das Rundhöckergebiet im Ort Iselsberg. Vorwiegend Glimmerschiefer bestimmen ein lithologisch relativ homogenes Erscheinungsbild. Lediglich eine größere Amphiboliteinlagerung lässt sich südlich vom Ort Iselsberg über 400 Meter verfolgen. Die Glimmerschiefer sind typischerweise als Zweiglimmerschiefer mit reichlich feinkörnigem Granat und oft auch Staurolith anzutreffen. Vereinzelt ist stängeliger Turmalin zu erkennen. Muskovit ist der bestimmende Glimmer, teilweise auch grobschuppig ausgebildet, hinzu kommen schuppiger Biotit und mitunter feiner Paragonit. Chlorit ist bevorzugt in fein gefaltetem Glimmerschiefer quer gesprosst. Der Anteil an Plagioklas ist immer deutlich, wobei höherer Gehalt Schiefergneis bedingt. Quarzmobilisate sind in diesem Plagioklas-betonten Glimmerschiefer kaum entwickelt. Eine auffällig starke Mobilisation von Quarz ist an der neuen Zufahrt zum Gasthof Moserhof aufgeschlossen, konkordant über 1 bis 1,5 m und bis 80 cm mächtig.

Paragneise treten um den Ort Iselsberg sehr zurück, bei geringerem Hellglimmeranteil ist die mineralogische Zusammensetzung gleich dem Glimmerschiefer. Erst recht sind quarzitischer Paragneis und Quarzitlagen echte Ausnahmen. Ein besonderer Paragneis ist im Amphibolit südlich vom Ort Iselsberg eingelagert. Das massige Gestein, durch hohe Gehalte an Plagioklas und 2 bis 3 mm Granat bestimmt, führt nicht wenig Staurolith und der Biotit ist fast vollständig chloritisiert. Amphibolit ist in den Rundhöckern beiderseits der Bundesstraße, in einem Straßenaufschluss und in einem ehemaligen Steinbruch aufgeschlossen. Die Anordnung der Aufschlüsse parallel zur regionalen Streichrichtung lässt eine durchgehende Amphibolitlage interpretieren. Eine größere Mächtigkeit mit mindestens 15 Metern zeigt sich im ehemaligen Steinbruch. Neben dem bestimmenden Amphibol ist nur wenig Plagioklas, Granat und Biotit enthalten.

Die streichende Fortsetzung der Gesteine von Obergöriach und Iselsberg ist in den Rundhöckern zwischen Dölsacher Mühlbach und Stronach und im Südwesthang vom Stronachkogel aufgeschlossen. In der Grundmasse aus Glimmerschiefer und Paragneis ist verbreitet Amphibolit eingeschaltet, sehr selten Eklogitamphibolit und in diesem Gebiet mitunter auch Orthogneis. Typisch sind wiederum Zweiglimmerschiefer mit häufig feinkörnigem Granat, mitunter Staurolith und selten nadeligem Turmalin. Bei den

Glimmern steht schuppiger bis grobschuppiger Muskovit im Vordergrund, Biotit ist nur ausnahmsweise mit größerem Anteil vorhanden. Chlorit ist sekundär in vergrünten Glimmerschiefer zu finden, wobei vergrünte Gesteine östlich von Stronach häufiger auftreten. Östlich vom Dölsacher Mühlbach sind wieder verstärkt Schiefergneise und Paragneise beigemengt, wobei sich höherer Plagioklas- und Biotitgehalt bemerkbar machen und Granat zurücktritt. Teilweise brechen die Paragneise plattig oder bankig, wobei diese quarzitisches sind und Glimmerschieferlagen die Bruchflächen vorgeben.

Verbreitet sind geringmächtige Amphibolitlagen zwischen Stronach und Wiesflecker; sie treten als Härtinge in den Rundhöckern in der Moränenbedeckung nordwestlich Stronach auf. Die größeren Amphibolitkörper erreichen eine Mächtigkeit von mehr als 20 m und erstrecken sich bis zu 150 m. Es zeigt sich oft Granat-Amphibolit mit deutlichem Plagioklasanteil, wobei Granatgehalt und Körnigkeit schwanken. Biotit und Quarz-Plagioklas-Lagen sind wenig vorhanden. Typisch sind Paragneise um die Amphibolitkörper, mit oft reichlich Granat und Biotit, sowie teilweise auch Amphibol. Nordöstlich von Stronach sind in einer feinkörnigen Amphibolitlage Linsen von Eklogitamphibolit erkennbar.

Orthogneise sind auf den Bereich um Wiesflecker beschränkt, als geringmächtige Lagen wie als konkordante Körper mit bis zu 20 m Mächtigkeit. Eine Textur mit feinen Lagen, Schlieren und sporadischen Augen kennzeichnet die hellen, massigen Gesteine. Auch die Orthogneise führen beide Glimmer, wobei Muskovit weit überwiegt und deutlich gröber schuppig ist. Der Gehalt an Kalifeldspat erscheint immer signifikant.

Die lithologische Beschreibung des nördlichen Teils des Kartierungsgebietes beginnt mit dem Rücken westlich vom Iselsbergsattel, zwischen Gasthof Moserhof und der Verzweigung der Forststraßen bei der Höhenkote 1410 m. Die Grundmasse ist bestimmt durch Glimmerschiefer bis Schiefergneis und etwas Paragneis, allesamt reich an Plagioklas. Eingelagert sind verbreitet Amphibolit und sehr selten Eklogitamphibolit. Die grobkristallinen Zweiglimmerschiefer sind durch reichlich grobschuppigen Muskovit und deutlichen Plagioklasgehalt charakterisiert. Granat ist häufig, Staurolith nicht selten und dazu können sich stängeliger Turmalin (bis 1 cm) oder ausnahmsweise auch Kyanit gesellen. Der Anteil an Biotit und Plagioklas ist in Schiefergneis höher. Da aber die Glimmer im Schiefergneis ebenfalls recht grobschuppig sind und umgekehrt auch Glimmerschiefer deutlich Plagioklas führt, gehen diese Lithologien nahtlos ineinander über. Ein noch höherer Anteil an Plagioklas, Quarz und Biotit bedingt Paragneis, wobei die Glimmer auch in dieser Lithologie grobschuppig sein können.

Die Amphibolitlagen treten gehäuft am Kamm des Rückens zwischen Gasthof Schöne Aussicht und der Höhenkote 1410 m auf. Die Lagen sind teilweise boudiniert und bis zu fünf Meter mächtig. Amphibol-dominierter Amphibolit erscheint dunkelgrün bis schwarz und kann fein- bis grobkristallin sein. Beigemengt sind wenig Plagioklas und Quarz und diese sind teilweise auch mobilisiert. Im Bereich stärkerer Mobilisatbildung kann der Amphibolit stark von Biotit durchsetzt sein. Eng verbunden mit den dunklen Amphiboliten ist Granatamphibolit, mit höherem Plagioklasgehalt etwas heller und teils auch mit Biotit. Vereinzelt überwiegt Plagioklas über Amphibol, und mit feinkörnigem Granat ist dieses Gestein als Amphibol-Granatgneis anzusprechen. Seltener Eklogitamphibolit ist südlich Reiter und nördlich Plautz aufgeschlossen. Feinstkristalline Symplektite und Mobilisate mit Plagioklas belegen eine stark retrograde Überprägung.

Die Gesteine streichen steilstehend in östliche Richtung durch den Iselsbergsattel und sind im Westhang vom Stronachkogel wieder sehr gut aufgeschlossen. Grobschuppige Glimmerschiefer und Plagioklas- oder Quarz-betonte

Paragneise bestimmen eine abwechslungsreiche Folge, wobei in dem glazial geschliffenen Hang in Felsnasen und Rücken die Paragneise hervortreten. Ein mächtiger Zug aus Amphibolit und Eklogitamphibolit streicht von 1650 m Seehöhe nordöstlich zum Gipfel Stronachkogel.

Die Glimmerschiefer führen reichlich grobschuppigen Muskovit sowie Plagioklas. Biotit ist immer vorhanden und Granat, wenn gröber körnig auch makroskopisch zoniert. Hinzu können feinkörniger Staurolith und stängeliger Turmalin kommen. Etwa in gleicher Menge wechsellagerter Paragneise, die bei deutlichem Plagioklasgehalt stark metablastisch rekristallisiert sein können. So brechen diese Gesteine massig und dickbankig. Die Glimmer sind ebenfalls oft grobkristallin, wobei Biotit vorherrscht. Im mittleren Teil des Hanges, um 1500 m Seehöhe, sind wiederholt mehrere Zehnermeter mächtige Einlagerung aus quarzitischem Paragneis. Quarz verleiht diesem Paragneis eine kantig isometrische Bruchform und feinschuppiger Biotit eine violettbraune bis graugrüne Färbung. Im nördlichen Teil des Westhanges sind verstärkt Paragneise aufgeschlossen, wobei auch metablastischer und quarzitischer Paragneis bis in cm-Lagen wechseln. Nur sporadisch sind die Paragesteine vergrünt, dabei ist vor allem Biotit teilweise chloritisiert.

Ein mehr als 300 m mächtiger Amphibolitkörper setzt im südwestlichen Rücken vom Stronachkogel ein und streicht über den Gipfel in nordöstliche Richtung. Eingelagerte Paragesteine spalten den Körper oberhalb von 1700 m Seehöhe in drei etwa gleich mächtige Züge. Ein weiterer, knapp 50 m mächtiger, Amphibolitzug ist nordwestlich vom großen Amphibolitkörper eingelagert. Verbreitet ist dunkler Amphibolit, reich an Amphibol und mit orangerotem Granat, teilweise idiomorph und bis 1 cm Durchmesser, sowie charakteristisch stängelig bis nadelig gesprossstem Zoisit. Diese Amphibolite führen meist nur wenig feinstkörnige Symplektite nach Omphacit. In massigen Amphibolitlagen ohne Granat und mit mehr Plagioklas sind keine Symplektite erkennbar, gleiches gilt für Amphibolitlagen mit Biotit. Untergeordnet sind Eklogitamphibolite in denen Granat in einer Matrix aus mattgrünem Symplektit eingebettet ist. In einem Aufschluss zeigte sich dunkler Eklogitamphibolit mit in helleren Lagen sehr grob gesprossenen, graugrünen Mineralen. Diese erwiesen sich im Dünnschliff als feinkörnige Verwachsungen aus Amphibol und Plagioklas, die auf Pseudomorphosen nach Omphacit verweisen. In den Paragesteinen um die größeren Amphibolitkörper sind Amphibolitlagen nicht selten, mit variablem Plagioklasgehalt und oft Granat. Mitunter zeigt sich ein heller Plagioklas-reicher Saum um Granat. Die Paragesteine selbst reichen von Glimmerschiefer bis Paragneis. Charakteristisch sind grobschuppige, Muskovit-betonte Zweiglimmerschiefer mit bis zu 1 cm, teilweise idiomorphem Granat, etwas Staurolith und mitunter Turmalin. In bestimmten Lagen, beispielsweise nördlich der Almhütte Stronachalm, kann der Zweiglimmerschiefer zusätzlich auch deutlich Kyanit führen.

## Struktur

Das regionale Streichen markieren die überwiegend steilstehenden Schieferungsflächen der dominierenden Deformationen  $D_1$  und  $D_2$ , deren Streichrichtungen subparallel sind. Während Strukturen von  $D_1$  in erster Linie in Paragneis und Amphibolit erhalten sind, erscheint die überprägende Deformation  $D_2$  mit Faltung und Schieferung besonders in Glimmerschiefer deutlich. Die Lagerung der Gesteine und die duktilen Strukturen werden entsprechend der Streichrichtung zuerst für den Drautalhang und dann für das Gebiet beiderseits vom südlichen Iselsberg besprochen.

Vom Westhang der Debantschlucht bis zur Hangstufe zwischen Obergöriach und Iselsberg ist die Streichrichtung WSW-ENE mit steilstehend SSE- und NNW-fallenden

Schieferungsflächen. Isoklinale Falten von  $D_1$  können in quarzitischem Paragneis erhalten sein, die Achsen flach in östliche Richtung geneigt. Durch  $D_2$  entwickelten sich in Glimmerschiefer spitzwinkelige Falten in cm- bis dm-Dimension, teilweise eine Achsenebenenschieferung ( $S_2$ ) mit Streckungslinear sowie einem Intersektionslinear zu  $S_1$ . Geringmächtige Amphibolitlagen können offene  $D_2$ -Falten zeigen. Die Faltenachsen streichen WSW–ENE, subhorizontal bis flach gegen WSW einfallend, mit steil N-fallenden bis steilstehenden Achsenebenen.

Vom Hangfuß bei Görriach streichen die Gesteine in W–E-Richtung über den Einschnitt Dölsacher Mühlbach bis Stronach, steilstehend bis mittelsteil in nördliche und südliche Richtung fallend. Diese Streichrichtung lässt sich in dem durch Sackung aufgelockerten Hang zwischen Stronach und Stronacher Wiesen weiter verfolgen, wobei der Einfluss der Massenbewegung an der insgesamt weniger steilen Lagerung der Gesteine erkennbar ist. Die Lineare und Faltenachsen von  $D_2$  streichen subhorizontal ebenfalls in W–E Richtung, mit mittelsteil N-fallenden bis steilstehenden Achsenebenen. Am Hangfuß westlich Dölsach treten in Paragneis dm-große Falten auf, die aufgrund der Orientierung  $D_2$  zuzuordnen sind. Der Form nach Z-Typ, in Blickrichtung Osten, geben diese Falten einen Hinweis auf den Südschenkel einer Antiform. Die Amphibolite lagern konkordant in den Paragesteinen, mit Streckungslinearen die stärker um die W–E-Richtung streuen und auf  $D_1$  als maßgebliche Deformation verweisen. Nördlich Stronach zeigen größere Amphibolitkörper mit flach lagernder Schieferung oder steilerem Streckungslinear ältere beziehungsweise rotierte Strukturen.

Für den Drautalhang bleiben jüngere Knickfalten ( $D_3$ ) anzumerken, die vereinzelt im Hangfußbereich zwischen Stribach und Görriach in steil gegen NNW-fallenden Glimmerschiefern auftreten. Die Achsen der symmetrischen und asymmetrischen Falten fallen flach bis mittelsteil nordöstlich beziehungsweise südöstlich, mit flach lagernden Achsenebenen. In Glimmerschiefer kann diese Faltung im Dünnschliff, wenn auch in geringem Ausmaß, im gesamten Gebiet beobachtet werden. So zeigen Muskovit und Chlorit mit Knickfaltung und Quarz mit Deformationsbändern die generelle Verbreitung dieser relativ kühlen Deformation an.

Am Rücken zwischen Debantschlucht und Iselsbergsattel ist bei saigerer Lagerung die Streichrichtung recht einheitlich in WSW–ENE Richtung. Gleiches Streichen zeigen die Lineare, der Streckung oder Intersektion, und die Faltenachsen der überprägenden Deformation  $D_2$ , dabei subhorizontal bis leicht nach ENE geneigt und mit Achsenebenen steilstehend bis steil S-fallend. Die verbreiteten Amphibolite lagern wiederholt flacher als die umgebenden Paragesteine, dabei mit flach nach NW- oder NE-gerichteten Streckungslinearen.

Im Westhang vom Stronachkogel schwenkt die Streichrichtung der Paragesteine von WSW–ENE- in W–E-Richtung und die steil bis mittelsteil N- und S-gerichtete Lagerung geht in vornehmlich südliches Einfallen über. Schließlich zeigt sich am Stronachkogel im SW–NE-streichenden Amphibolitkörper mittelsteiles Einfallen gegen SSE mit Streckungslinearen flach in südöstliche Richtung. Damit erscheinen im Amphibolitkörper Lagerung und Strukturen maßgeblich durch die Deformation  $D_1$  bestimmt. In der Umgebung dieses Körpers, auch im schmalen Amphibolitzug nordwestlich, zeigt sich hingegen deutlich die W–E Streichrichtung von  $D_2$ . Dabei weisen die Paragesteine, wie auch sonst im Westhang Stronachkogel, sowohl Strukturen von  $D_1$ , vornehmlich die Schieferung und mitunter Falten, als auch von  $D_2$  auf.

In mächtigeren Paragneisen mit nur wenig zwischengelagertem Glimmerschiefer, wie beispielsweise im Felsrücken östlich Hotel Wacht, können bis zu mehrere m-große,

isoklinale  $D_1$ -Falten erhalten sein, wobei Achsen, Achsen-ebenen und Streckungslineare charakteristisch flach gegen ESE einfallen. Und in Paragneisen mit lithologischem Wechsel in mm- bis dm-Dimension, bedingt durch verschiedenen hohen Plagioklasgehalt, zeigt sich die dominierende Schieferung mitunter schräg zum stofflichen Lagerbau. Die Zuordnung dieser Schieferung ist nicht eindeutig möglich, jedoch kann bereits  $D_1$  eine lithologische Wechsellagerung deformiert haben und diese Deformation ist in Paragneisen auch generell besser erhalten.

Die überprägende Deformation  $D_2$  ist vor allem in Glimmerschiefer deutlich, mit einer oft spitzwinkligen Faltung in cm- bis dm-Dimension und verbreiteter Achsenebenenschieferung ( $S_2$ ), die steilstehend bis mittelsteil gegen Süden einfällt. Mit  $S_2$  sind Streckungslineare und Intersektionslineare zu  $S_1$  verknüpft. In Paragneisen bildet  $D_2$  bis zu m-große offene Falten ohne Achsenebenenschieferung, wobei in glimmerreichen Zwischenlagen ein deutliche mm-Faltung zu beobachten ist. Diese Faltung ist exemplarisch am Forstweg in 1500 m Seehöhe, knapp südlich der Landesgrenze Tirol/Kärnten, aufgeschlossen. Überdies weist dort die Form der Falten, S-Typ in Blickrichtung E, auf den Nordschenkel einer Antiform. Das Streichen der  $D_2$ -Strukturelemente ist recht einheitlich und gibt die regionale WSW–ENE- bis W–E-Richtung vor. Damit wird deutlich, dass in den Paragesteinen die Schieferung von  $D_1$  weitgehend in die Richtung von  $D_2$  eingeregelt ist.

Im gesamten Gebiet verbreitete Harnischflächen lassen mehrphasige spröde Deformation erkennen. Als konkrete Störungszonen sind dabei nur die W–E-streichenden Störungen durch den Dölsacher Mühlbach, am Rücken östlich Plautz und nördlich vom Kraftwerk Debant, sowie eine etwa N–S-streichende Störung zwischen Reiter und Gasthof Schöne Aussicht, zu lokalisieren. Im Bereich der Hangstufe zwischen Obergörriach und Iselsberg ist keine Störung zu finden, und auch für den N–S-verlaufenden Iselsbergsattel ist im Drautalhang kein vorgegebenes Störungssystem erkennbar.

Als relativ älteste Phase ( $D_4$ ) zeigen sich Harnischflächen belegt mit Quarz und Chlorit und mit einer Alteration im umgebenden Gestein. Dazu gehören die saiger SW-NE- und W-E-streichenden Harnischflächen, die in Richtung Zwischenbergen-Wöllatratten-Störung (HOINKES et al., 1999) häufiger werden. Der Bewegungssinn ist sinistral mit gering abschiebender Komponente des Südblockes. Auch in den W-E-streichenden Störungen können in Form von Alteration oder sinistralen Schersinn Hinweise auf  $D_4$  erhalten sein. Insgesamt scheint diese relativ älteste spröde Deformation in Verbindung mit der sinistralen Zwischenbergen-Wöllatratten-Störung zu stehen. Die W–E-Störungen könnten dazu als antithetische Scherflächen angelegt worden sein.

Es folgt eine durch grauschwarzen Kataklasit charakterisierte Deformationsphase ( $D_5$ ). Die bevorzugten Richtungen der Harnischflächen sind NW–SE und in Richtung Osten zunehmend W–E, letztere dabei oft parallel zur Schieferung. Zusätzlich zeigen die W–E-Störungen, mit Scharen von Harnischflächen und bis zu dm-mächtigen Kataklasit und Kakirit, deutliche Reaktivierung. Die Strömung auf den Harnischflächen schwankt um die Horizontale und insgesamt ist dextraler Bewegungssinn erkennbar. Die NNW–SSE-streichende Störung zwischen Reiter und Gasthof Schöne Aussicht zeigt Harnischflächen und Scherflächen mit Kataklasit, die diese Störung ebenfalls  $D_5$  zurechnen lassen, dabei aber mit sinistralen Schersinn. Auf eine signifikante Wasserführung dieser Störung weisen eine Quelfassung und ein eisenschüssiger Quellaustritt. Eine Störung mit NW–SE-Richtung erscheint erst westlich des aufgenommenen Gebietes deutlich, am orographisch rechten Hang der Debantschlucht nordwestlich vom Kraftwerk Debant.

Vertikale Bewegung entlang vorhandener Störungen markiert die jüngste spröde Deformation ( $D_6$ ). Eine meist schwach überprägende Striemung zeigt auf den Harnischflächen verschiedener Streichrichtung abschiebende Bewegung des relativ nördlichen beziehungsweise westlichen Blockes an.

### Metamorphose und Deformation

In Granat-Glimmerschiefer lässt sich die Abfolge von Deformation und Kristallisation hervorragend beobachten. Im Granat sind auch makroskopisch dunkle, einschlusreiche Kerne zu erkennen, wobei die Einschlüsse die relativ älteste Deformation ( $D_0$ ) abbilden. Die Randzone von Granat und feinkörniger Granat sind weitgehend ohne Einschlüsse und bilden teils idiomorphe Kornform. Mit diesem Granat der Deformationsphase  $D_1$  kristallisieren metablastischer Plagioklas, grobschuppiger Muskovit und Biotit. Bei der folgenden Deformation ( $D_2$ ) wird Granat resorbiert und gleichzeitig Staurolith und Kyanit gebildet. Die beiden Letzteren können orientiert verwachsen sein und gleich wie der grobkörnige Turmalin feinkörnigen Granat einschließen. Weiters bewirkt  $D_2$  Faltung und in Glimmerschiefer wiederholt auch eine neue Schieferung, wobei Muskovit, Biotit, Plagioklas und Quarz weitgehend rekristallisieren. Postdeformativ zu  $D_2$  tritt oft quersprossender Chlorit auf. Die rekristallisierten Mineralphasen und auch Chlorit werden bei der folgenden Deformation ( $D_3$ ) kühl verformt, wobei Muskovit in den Faltenstirnen dieser Knickfaltung nicht rekristallisiert. Nur ausnahmsweise entwickeln sich bei  $D_3$  Scherflächen. Aufgrund von Granatzonierung und Korngröße kann  $D_1$  dem Höhepunkt der Metamorphose zugeordnet werden. Die Bildung von Staurolith und Kyanit während  $D_2$  indiziert druckbetonte mittlere Amphibolitfazies. Für  $D_3$  zeigt die eingeschränkte Rekristallisation Bedingungen der unteren Grünschieferfazies an.

Die deutliche Schieferung und Streckungslineation von Amphibolit und Eklogitamphibolit sind  $D_1$  zuzurechnen. Damit sind eklogitfazielle Bedingungen für diese Deformationsphase angezeigt. Bei der amphibolitfaziellen Überprägung  $D_2$  zerfallen die Hochdruckminerale zu Symplektit und in den Amphiboliten bildet sich etwas Biotit. Nur ausnahmsweise, bei geringmächtigen Amphibolitlagen oder am Rand von Amphibolitkörpern, kann  $D_2$  eine penetrative Schieferung, mitunter mit reichlich Biotit, bewirken.

Der regionalgeologische Bau ist durch die Deformationen  $D_1$  und  $D_2$  vorgegeben. So lässt der Amphibolitkörper am Stronachkogel mit der SW–NE-Streichrichtung und flach SE-gerichteter Schieferung noch die eklogitfazielle Strukturprägung durch  $D_1$  erkennen. Diese kann auch in größeren Paragneisarealen erhalten sein, dort zusätzlich mit m-großen Isoklinalfalten. Die regionale Streichrichtung, die von WSW–ENE- in W–E-Richtung schwenkt, wird maßgeblich durch  $D_2$  bestimmt. Die Orientierung der Achsenebenen beziehungsweise der Schieferung  $S_2$  sowie die Form der Falten belegen eine regionale Antiform. Der Scheitel liegt im Bereich Obergöriach – Ort Iselsberg – Stronachalm. Gerade in diesem Gebiet kann in Glimmerschiefer die Achsenebenschieferung sehr deutlich sein, sodass bereichsweise von einer Zerschering der Antiform auszugehen ist. Insgesamt erscheint die Antiform aufrecht mit horizontaler WSW–ENE-Achse. Die kühle Deformation  $D_3$  ist regional verbreitet, jedoch für die Lagerung der Gesteine ohne Auswirkung.

Die spröden Deformationen beginnen mit einer Deformation ( $D_4$ ), die in Zusammenhang mit der sinistralen Bewegung an der Zwischenbergen-Wöllatratten-Störung gesehen werden kann. Darauf weisen die Ausbildung der Harnischflächen mit Quarz und Chlorit sowie deren Orientierung und Schersinn hin. Die W–E-Störungen können in diesem Störungssystem als antithetische Scherflächen fun-

giert haben. Die kataklastische Deformation  $D_5$  zeichnet sich durch dextrale Bewegung bevorzugt an Flächen mit NW–SE- und W–E-Richtung aus. Dabei wird das vorhandene Störungssystem mit W–E- und N–S-Störungen kräftig reaktiviert und zusätzlich tritt westlich der Debantschlucht eine NW–SE-streichende Störung in Erscheinung. Die relativ jüngste spröde Deformation  $D_6$  zeigt sich als schwache Überprägung auf vorhandenen Harnischflächen. Bei vornehmlich vertikaler Bewegung wird der jeweils nördliche beziehungsweise westliche Block abgeschoben. Insgesamt zeigt auch dieses Gebiet mehrfach reaktivierte Störungen, die polyphase spröde Deformation dokumentieren.

### Quartär

Durch Morphologie und Bedeckung ist das aufgenommene Gebiet deutlich gegliedert. Der Drautalhang ist von Göriach bis Obergöriach Teil des nach SE einschwenkenden Troges des Debantgletschers und der Iselsberg folgt der Trogform des Iselsberggletschers, die ebenfalls zum Drautal hin von südlicher in südöstliche Richtung schwenkt. Zwischen den beiden Gletscherästen erhebt sich ein Rücken, vom Ort Iselsberg in Richtung Plautz. Östlich vom Iselsberg steigt der Hang zum Stronachkogel an, abgeschliffen und weitgehend frei von Moräne.

Die Moränendecke im Drautalhang erstreckt sich ausgehend und mächtig von Obergöriach bis zur Kante vom Dölsacher Mühlbach, wobei östlich Göriach Rundhöcker aus der Moräne ragen und sich von dort bis zum Mühlbach einige Moränenblöcke finden. Stauanasse Wiesen, kleine Quellen und unzählige kleine Entwässerungsrinnen weisen auf Grundmoräne. In einem Bauaufschluss in Obergöriach zeigte sich ein sehr schlecht sortierter Diamikt mit bis 0,5 m Geschiebe, nicht bis sehr gut gerundet und mitunter eisenschüssig angewittert. Lithologisch sind die Komponenten polymikt, mit vorwiegend Paragesteinen. Plattige Geschiebe in dm-Größe erscheinen subhorizontal eingeregelt. Die hellbeige Matrix ist siltig und glimmerreich. Nordöstlich der Moränendecke sind an der Kante zur Debantschlucht und in der Hangstufe Göriach – Iselsberg Gletscherschliffe mit SE-gerichteten Kritzern erhalten. Diese Richtung stimmt mit dem Verlauf der an die Moränendecke nordöstlich anschließenden größeren Hangstufe, die eben nicht durch eine Störung vorgegeben ist, überein. Damit zeigen Gletscherschliffe und Trogform, dass der aus nördlicher Richtung kommende Debantgletscher zum Draugletscher hin südöstlich einschwenkte. Die Trogform senkt sich in Richtung Dölsach kontinuierlich ab und im steileren Hangfuß westlich Dölsach ist eine Hangstufe zum Trog vom Draugletscher angedeutet. Ein größerer Teil dieser Hangstufe könnte unter der Füllung vom Drautal liegen.

Die Eisrandsedimente um Göriach zeigen die Form einer Stauterrasse, die vom Einschnitt des Debantbaches bis zur Kehre der Bundesstraße schmaler wird und teilweise erodiert bis zum westlichen Ortsrand von Dölsach reicht. Um die Terrasse zeigen Bereiche aus Moränenstreu und Hangschutt Erosion und Umlagerung der unterlagernden Grundmoräne an. Die Eisrandsedimente sind von der Moräne gut unterscheidbar, mit vorwiegend 10–30 cm, sehr gut gerundeten Geröllen und einer feinsandig, glimmerreichen Matrix. Insofern sind die Wiesen auf der Terrasse deutlich trockener. Die Terrassenkante verläuft um 780 m Seehöhe nach Osten leicht abfallend, ein weiterer Hinweis, dass die Schüttung der Eisrandsedimente aus dem Debanttal erfolgte. REITNER (2003) nimmt (Tot-)Eis bis ca. 800 m Seehöhe im Lienzer Becken als Ursache dieser Stauterrasse an. Weiters interpretiert REITNER (2003) den Moränenwall, der die Eisrandterrasse westlich Göriach überlagert, und den Wall oberhalb der Bundesstraßenkehre bei 880 m Seehöhe als Seitenmoränenwälle eines spät-

glazialen Vorstoßes vom Debantgletscher („Steinach“), der Stauterrasse und auch noch Eis überfahren hat.

Ein ständiger Wechsel von Moränenbedeckung, Rundhöckern und kleinen felsigen Hangstufen kennzeichnet den Rücken zwischen Debant- und Iselsberggletscher. Im Ort Iselsberg ragen markante Rundhöcker aus der Moräne, wobei bevorzugt die dem Drautal zugewandten Bereiche freiliegen. Den Rücken Richtung Plautz bedeckt weniger Moräne, die geringer mächtig auch mäßig gerundetes Material führt. Hinzu kommen schlecht gerundete Blöcke (50 cm bis 3 m) als Streu auf der Moräne, wobei diese auf Wiesen durchgehend entfernt sind, in Steinmauern oder auf Feldraine verfrachtet. Lithologisch sind die Blöcke polymikt mit Paragesteinen, Pegmatitgneis und Eklogitamphibolit. An der Kante zum Debantbach treten die Moränenblöcke gehäuft auf, freigelegt durch teilweise Erosion der Moräne.

So klar wie die Trogform vom Iselsberggletscher zeigt sich dessen Verteilung der Moränenbedeckung. Sehr mächtig erstreckt sich Grundmoräne von nördlich Hotel Wacht bis zum Ort Iselsberg, dabei seitlich jeweils bis zum Hangfuß. Im Sattel ragt kein einziger Rundhöcker aus der Moräne und im Einschnitt vom Dölsacher Mühlbach treten Felsaufschlüsse erst östlich vom Ort Iselsberg zu Tage. Der Hangfuß ist durch einen schmalen Bereich mit Moräne und Rundhöckern gekennzeichnet und die ansteigenden Hänge sind nahezu ohne Bedeckung. Geringer mächtig und mit verbreitet Rundhöckern ist die Moränendecke zwischen dem Ort Iselsberg und Stronach, jener Bereich in dem der Iselsberggletscher südöstlich zum Draugletscher hin einschwenkte.

Der Dölsacher Mühlbach entwässert den südlichen Iselsberg und gibt dabei Aufschluss über die Grundmoräne. Nördlich Hotel Wacht sammelt sich der Bach aus einem teilweise entwässerten Niedermoor und tiefte sich südlich davon zunehmend in die Moräne ein, mit beiderseits kleinen Rutschungen in den Bachgraben. Ab dem Staukörper mit Eisrandsedimenten nördlich vom Ort Iselsberg weist der Bach einen eigenen Sedimentkörper auf. Diese rezente Füllung reicht bis der Bach die Moränendecke verlässt und östlich der Kehre der Bundesstraße ins Kristallin einschneidet. Insofern ist der Einschnitt bei der Zufahrt nach Stronach am tiefsten, mit einer größeren Felsstufe orographisch rechts und mindestens 50 m mächtiger Grundmoräne orografisch links. Diese ist den Bach aufwärts teilweise gut aufgeschlossen und zeigt sich als Diamikt mit grauer, toniger bis siltiger Matrix und mäßig sortierten Komponenten. Auffällig sind die deutliche Erosionskante ohne Rutschungen und die kleinen Rinnen und Rücken im Einschnitt zum Bach. Östlich auf der Moränendecke zeigen längere trockene Rinnen, subparallel bis schräg zum Bach-einschnitt hinühfend, Umlagerung und Erosion der Grundmoräne am Beginn der Eintiefung. Im Bereich dieser Rinnen sind kaum Vernässungen zu beobachten, wogegen diese Richtung Stronach beziehungsweise Hotel Wacht die Grundmoräne charakterisieren. Wieder trockener ist die Moränendecke unmittelbar östlich vom Hotel Wacht, wo die Moräne mächtig wie ausgedehnt von Erosionsrinnen durchzogen beziehungsweise von Schwemmfächer und Murenkegel überlagert ist. Die weitgehend trockenen Rinnen kommen aus dem Westhang vom Stronachkogel.

Westlich vom Bach gaben vor allem kleine Bauaufschlüsse Einblick in das Material der Moräne, einem Diamikt mit mäßig bis gut gerundeten Komponenten aus Paragesteinen, Orthogneisen und Metabasiten, typisch auch als kleine Blöcke. Die Matrix führt nördlich vom Ort Iselsberg bis zum Kieferhof relativ hohen Anteil an Silt und Sand, weiter nördlich wieder deutlichen Tonanteil, wo dann auch Vernässungen auftreten. Im Vergleich zur Moräne vom Debantgletscher erscheinen die Geschiebe am Iselsberg insgesamt stärker polymikt und besser gerundet. Moränenblöcke erscheinen gleich wie östlich vom Dölsa-

cher Mühlbach zufällig verstreut, wobei im Zuge der Bewirtschaftung sicherlich Blöcke verfrachtet oder entfernt wurden. Neben lokaler Lithologie wie Paragneis mit grobschuppigem Muskovit fallen helle Orthogneise auf.

Rundhöcker mit Gletscherschliff sind im Hangfußbereich beiderseits vom Hotel Wacht erhalten. Die Kritzer sind einheitlich um die 10° nach SSW geneigt, damit parallel der Trogrichtung und ein schöner Beleg für die südliche Fließrichtung vom Iselsberggletscher.

Bemerkenswert an der Grundmoränenlandschaft sind die dammförmigen Rücken und kleinen Hügel im Gebiet Hotel Wacht – Kieferhof. Ein 500 m langer und bis zu 100 m breiter Rücken erstreckt sich westlich oberhalb der Bundesstraße vom Hotel Wacht nach Süden, fällt dabei leicht ab und wird schmaler. Zwei quer laufende Rinnen durchschneiden den Rücken und auch am Nordende ist eine Erosionsrinne erkennbar. Der Rücken besteht aus gut bis sehr gut gerundeten Geröllen in einer feinsandigen Matrix. Auch die am Rücken verstreuten Blöcke zeigen eine sehr gute Rundung. Nördlich vom Hotel Wacht ist ein kleinerer Rücken erhalten. Ebenfalls NNE–SSW-verlaufend knickt das Nordende um 90° zur Bundesstraße hin. Form und Material deuten auf glazifluviale Bildung der Rücken, abgelagert durch subglaziale Schmelzwässer. Insofern können diese Rücken als Oser (Esker) bezeichnet werden. Demgegenüber könnte es sich bei dem beiden kleinen Hügel, der sich nördlich vom Kieferhof aus der Grundmoräne erhebt, um ein supraglaziale Ablagerung (Kame) handeln. Anzumerken ist, dass, wie oben erwähnt, die Grundmoräne im Bereich Kieferhof und südlich davon mehr Sand in der Matrix aufweist.

Eine Eisrandterrasse überlagert nördlich vom Ort Iselsberg die Grundmoräne in einer Mächtigkeit von 20 bis 40 Meter. Die Terrasse liegt quer in der Trogform vom Iselsberggletscher, mit südgerichteter Terrassenkante und im östlichen Teil vom Dölsacher Mühlbach durchschnitten. Es wechseltagert Feinkies und glimmerführender Sand mit dm-großen, sehr gut gerundeten Geröllen. Mitunter sind 0,5–1-m-Blöcke eingebettet. Eine Schrägschichtung (170/15) weist auf südgerichtete Schüttung der Eisrandsedimente. Dies und die Form der Eisrandterrasse lässt eine spätglaziale Situation erkennen, in der der Iselsberggletscher zusammenbrach und sich an einem Eiskörper, der im Bereich des Ortes Iselsberg lag, glazifluviale Sedimente ablagerten. Dahingehend sind auch die Erosionsformen am Osrücken nördlich der Terrasse interessant. Diese könnten sich bei dieser Schmelzphase gebildet haben, als Rinnen in westliche und südliche Richtung, ausgehend von einem (Tot-)Eiskörper am Fuß vom Stronachkogel. Im Einschnitt vom Dölsacher Mühlbach sind im Liegenden der grobklastischen Eisrandsedimente graue Bänderschluße aufgeschlossen, mindestens 5 m mächtig und fein horizontal geschichtet. Damit ist vor der Bildung der Eisrandterrasse eine Phase langsamer Sedimentation in einem kleinen Eisstausee angezeigt.

Neben den bereits erwähnten Vernässungen sind Niedermore charakteristische Elemente der Grundmoränenlandschaft. Jenes nördlich Hotel Wacht befindet sich im vernässten Sattel, wobei der östliche Teil durch künstliche Gräben weitgehend trockengelegt ist. Westlich davon hat sich am Hangfuß ein Niedermoor am Ausgang einer Rinne entwickelt. Die Verteilung der Vegetation, mit Torfmoos im unteren Bereich, bildet die Durchströmung mit Hangwasser ab und auch der Erlenbruchwald um die offene Moorfläche zeigt den weitgehend natürlichen Zustand dieses Moores. Großteils mit Erlen bestanden ist ein weiteres Niedermoor, das sich in einer langgestreckten Senke unterhalb der ausgedehnten Vernässungen östlich der Eisrandterrasse entwickelt hat. Hier wird wiederum versucht, durch Gräben künstlich zu entwässern.

Abschließend noch zur glazialen Formung vom Stronachkogel: Durch vorherrschende Erosion sind härtere Paragesteine, wie quarzreicher Paragneis und Plagioklasbetonter Glimmerschiefer, als Rücken und Felsnasen herausmodelliert. Rundhöcker formten sich auf kleinen Verflachungen zwischen 1300 und 1400 m Seehöhe am Rücken östlich Hotel Wacht und an der Kante zum Südwesthang. Moräne ist sehr spärlich, meist nur in Form von Moränenstreu. Einen deutlichen Kontrast zu dieser im Westhang perfekt erhaltenen Morphologie bildet der Südwesthang, wo eine vergleichbare glaziale Formung durch die Sackung Stronacher Wiesen vollständig in eine Sackungsmorphologie umgewandelt ist. Anzumerken bleibt massiger Grünschiefer (Prasinit) in der Moränenstreu auf der Sackung in 1340 m Seehöhe. Dadurch ist belegt, dass der Iselsberg-gletscher Geschiebe aus dem oberen Mölltal ins Drautal verfrachtet hat.

### Massenbewegungen

Weitgehend stabil ist der Westhang des äußersten Debanttales. Nur nördlich der Kehre der Bundesstraße ist der Hang gegenüber vom Kraftwerk durch eine Sackung aufgelockert. Diese Sackung ist an der Stirn in Form einer kleinen Rutschung reaktiviert, ausgelöst durch Erosion vom Debantbach. Um diesen Prozess zu stoppen, wurde jüngst das Bachbett durch Wurfsteine verstärkt.

Unterschiedliche Auflockerung zeigt die Hangstufe nordöstlich Obergöriach. Westlich Reiter sind die Felsen im Hang unterhalb der Moränenbedeckung tiefgründig aufgelockert und südöstlich Reiter haben sich zwei kleine Sackungen gebildet. Dabei dürfte die N-S-streichende Störung, die in die südöstliche Sackung hineinstreicht, Trennflächen vorgeben, da die Abrisslinien quer zum Gesteinsstreichen verlaufen. Bemerkenswert erscheint ferner eine größere Auflockerung zwischen Obergöriach und dem Ort Iselsberg. Ein Zerrgraben verläuft durch die Senke zwischen Gasthof Moserhof und der Kehre westlich der Kirche, weiter nach SE maskiert Moräne eine mögliche Fortsetzung der Zerreißen. Jedenfalls zeigen sich die Felsen in der Hangstufe im Verband leicht aufgelockert und südwestlich der Bundesstraße weisen deutliche Antitheter auf kippende Bewegung. Damit erscheint diese Massenbewegung ausgedehnt und tiefgründig, jedoch mit insgesamt relativ geringer Auflockerung.

Zuerst stabil zeigt sich der Rücken nördlich vom Ort Iselsberg, mit einer kleinen Sackung nordwestlich Straganzhof und tiefgründig aufgelockerten Felsen östlich vom Gasthof Schöne Aussicht. Nördlich Plautz setzt dann eine den gesamten Rücken erfassende Zerreißen an. Verzweigte Zerrgräben verlaufen in W–E-Richtung und bündeln sich nach E in zwei Gräben. Diese Richtung ist durch die regionale Lagerung vorgezeichnet und W–E-Störungen könnten zusätzliche Trennflächen vorgeben. Am Rücken finden sich, außer am Forstweg, keine Felsaufschlüsse. Diese treten erst in der Hangstufe nördlich Plautz zu Tage, wobei ein Schuttkörper, der auch die Moräne unterhalb überlagert, erhebliche Auflockerung dokumentiert.

Der Stronachkogel ist in Bezug auf Massenbewegungen faktisch zweigeteilt in einen glazial geformten und danach stabilen Westhang und den durch die großräumige Sackung Stronacher Wiesen geprägten Südwest- und Südhang. Bei den Aufnahmen 2004 wurde der westliche Bereich dieser Sackung kartiert und morphologisch gegliedert. Hangstufen, teilweise mit im Verband aufgelockerten Felsaufschlüssen, markieren die Abrisslinien und aufschlussarme Verflachungen den abgesetzten Teil der Sackungskörper. Die obersten Abrisslinien der Sackung sind auf der Stronachalm entlang vom Amphibolitkörper zu lokalisieren. Oberhalb der Stronacher Wiesen, in 1640 m Seehöhe, zeigt sich die nächste Abrisslinie mit markanter Geländestufe und Felsaufschlüssen. Schließlich ist südöstlich Wiesflecker, zwischen 1300 und 1360 m Seehöhe, ein weiterer Abriss entwickelt. Der zugehörige Sackungskörper reicht bis zum Hangfuß bei Stronach und bildet dort eine vorgewölbte Stirn, gekennzeichnet durch kleine Antitheter sowie Vernässung und Quellen. Östlich Stronach sind dieser Sackungskörper und der anschließende zentrale Teil vom Sackungskörper Stronacher Wiesen durch den Gödnacher Graben angeschnitten. Dementsprechend sind die Stirnbereiche durch sackende und rutschende Bewegungen in den Gräben abgetragen. Die Abrisse zum Graben sind östlich Stronach oberhalb der Straße zum Zwischenberger Sattel und anschließend entlang einer ausgeprägten Felsstufe um 1300 m Seehöhe zu lokalisieren. Dort ist westlich der Verzweigung der Forststraßen eine aktive Rutschung, von Quellen und Vernässungen durchsetzt, und östlich eine kleine Sackung abzugrenzen.

Interessant ist die Begrenzung der Sackung Stronacher Wiesen im Ganzen. Der Hauptabriss erscheint sowohl durch die lithologische Grenze Amphibolitkörper zu Paragesteinen wie auch die in diesem Bereich mittelsteil SE-fallenden Schieferungsflächen bedingt. Vom Hauptabriss bei der Stronachalm greifen die Sackungskörper sukzessiv nach W aus und folgen dabei wiederholt der W–E Streichrichtung der Gesteine, wodurch sich ein diskontinuierlicher, SW–NE verlaufender Grenzbereich zwischen aufgelockerten und stabilen Felsen entwickelte. Insgesamt weist die Ausdehnung, vom Gipfelbereich Stronachkogel bis zum vorgewölbten Hangfuß bei Stronach beziehungsweise in den Gödnacher Graben, die Sackung Stronacher Wiesen als Talzusub aus. In der Sackung selbst zeigen flachere Lagerung und bevorzugt N-gerichtetes Einfallen eine Rotation der noch im Verband befindlichen Felsbereiche aus dem Hang heraus an.

Der Amphibolitkörper nordwestlich vom Hauptabriss der Sackung ist durch Zerreißen mit offensichtlichen Zerrgräben und Zerrspalten zerlegt, die bevorzugt NW–SE- und SW–NE-gerichtet sind. Diese verlaufen damit normal und parallel zur Streichrichtung des Amphibolitkörpers. Eine Ausnahme und zugleich Besonderheit stellt die „Bärenhöhle“ dar, eine Zerrspalte, die einer kleinen, W–E-streichenden Störung folgt. Am südwestlichen Ende des Amphibolitkörpers und gleichermaßen der Zerreißen entwickelte sich eine kleine Sackung, die noch oberhalb von 1600 m Seehöhe in den Paragesteinen ausläuft.