©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), V.

Zur Seriengliederung und Mineralisationsabfolge des Kristallins im Gipfelgebiet der Saualpe[1]

Von N. WEISSENBACH, Clausthal

(Mit 3 Abbildungen)

Die vorliegende Arbeit stützt sich auf die Ergebnisse meiner Diplomarbeit und Dissertation sowie auf die Durchsicht von Dünnschliffmaterial benachbarter Gebiete. Als Grundlage der Seriengliederung liegt eine Kartierung im Maßstab 1 : 10.000 vor. Die Begrenzung des bearbeiteten Gebietes ist aus Abb. 1 zu ersehen. Die Arbeit gliedert sich in zwei Teile, einmal in die Beschreibung des Profils, zum anderen in die Erläuterung und die Diskussion der mikroskopischen Ergebnisse. Um Wiederholungen zu vermeiden, werden die bereits im 1. Teil verwendeten Gesteinsbezeichnungen erst im 2. Teil näher definiert.

I. Das Normalprofil im Kammgebiet der Saualpe

Die Kartierungsergebnisse können zu einem Normalprofil zusammengefaßt werden, das für den ganzen zentralen Teil der Saualpe gültig ist. Die Untergliederung erfolgt vom Hangenden zum Liegenden. Die oberen Teile können an die Schichtfolge der bereits bearbeiteten Gebiete östlich von Hüttenberg angeschlossen werden (Saualpe, II., KAMP & WEISSENBACH, 1961; Von der „Anchi"- zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens, Geol. Rundsch., Bd. 52, S. 202 bis 210, W. FRITSCH, 1962). Das Hangende des Profils wird hier wie dort von den Gesteinen der Serie der Injizierten Glimmerschiefer gebildet. Darunter folgt die Disthenflaser-Gneisserie i. e. S. Mit dieser beginnt das hier beschriebene Profil (Abb. 2).

1. Obere Disthenflaser-Gneiszone. D I[2]

Sie besteht vorwiegend aus den typischen, blauvioletten, mehr oder weniger plattigen Disthenflaser-Gneisen mit den üblichen Feldspataugen und den meist kleinen Paramorphosen von Disthen nach Andalusit. Häufig sind grobkörnige Schiefergneise, Pegmatite, Kalksilikatgesteine und Marmore in verschiedenen Niveaus eingeschaltet. Die Mächtigkeit dieser meist linsenförmigen Einlagerungen ist gegenüber der der Disthenflaser-Gneise gering und geht über einige Zehnermeter nicht

---

[1] Vorläufige Mitteilung.

[2] D und Sg sind Abkürzungen für Disthenflaser-Gneiszone und Schiefergneiszone. I, II, III usw. sind die Numerierung der Zonen vom Hangenden zum Liegenden.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

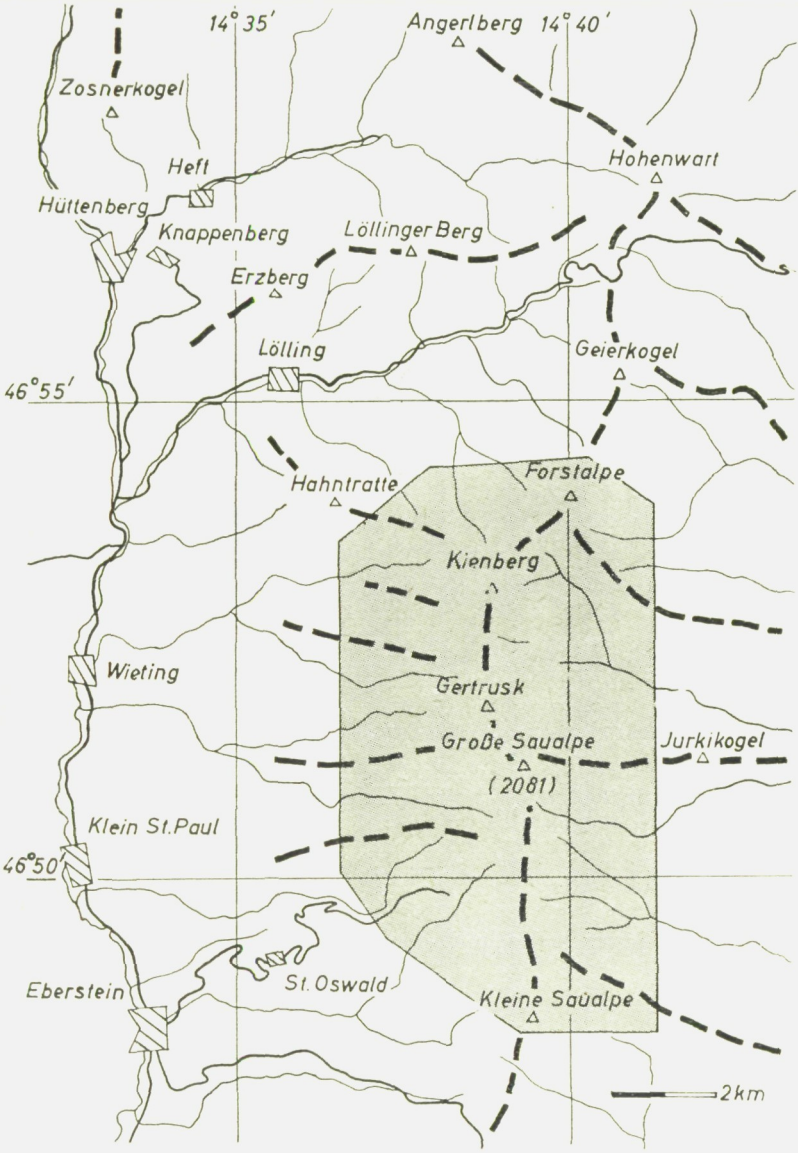

Abb. 1. Lageskizze des bearbeiteten Gebietes.

hinaus. Sie halten auch im Streichen mit Ausnahme der Kalksilikatgesteine nicht sehr weit durch. Wichtig sind ferner die Vorkommen von feinkörnigen, gebänderten Amphiboliten, die mit Eklogiten verknüpft sind, welche meist im Stadium einer beginnenden Umbildung vom Amphibolit zum Eklogit steckengeblieben sind.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

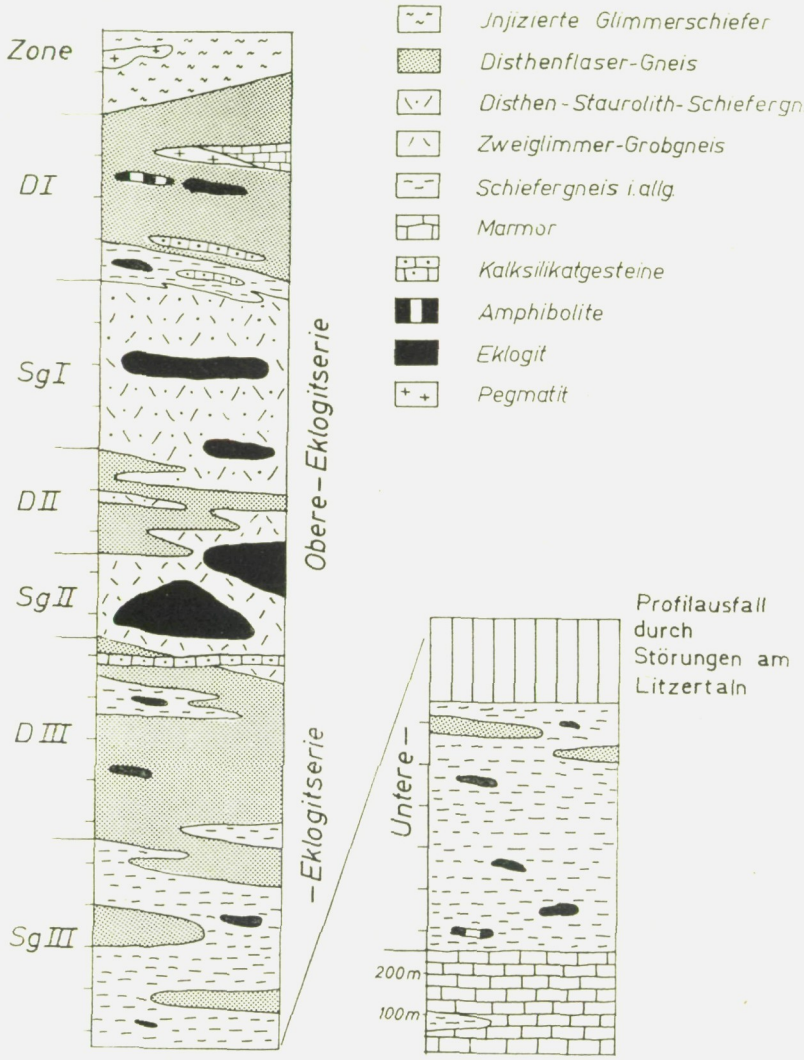

Abb. 2. Vereinfachtes Normalprofil durch das Kristallin im Gipfelgebiet der Saualpe.

Die Disthenflaser-Gneise dieser Zone treten im breiten, etwa E—W verlaufenden Ausstrich am Südrand des Kartiergebietes auf. Am Kamm beginnen sie einige hundert Meter nördlich des Speikkogels (1901 m). Etwa 1 km südlich des Kl. Sauofens werden sie von injizierten Glimmerschiefern überlagert. Östlich des Kammes endet die Zone an Störungen in der Gegend der Ofentratten. Im Westen bricht sie an einem

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Sprung, der vom Grünburger Graben, östlich des Thorkogels, an der Drucker-Hütte vorbei etwa NW—SE streicht, um wenigstens 400 m nach SW hin ab. Dadurch bildet sie auf weite Strecken die westliche Begrenzung der liegenden Zonen. Die Mächtigkeit der Zone D I beträgt mindestens 600 m, also mehr als das Doppelte der Disthenflaser-Gneisserie östlich von Hüttenberg. Ein Unterschied besteht weiterhin im Auftreten der Eklogite. Der Bereich der Eklogitserie beginnt hier also höher im Profil. Um den Begriff „Serie" für den übergeordneten Bereich beizubehalten, spreche ich bei den verschiedenen Gesteinsserien von Zonen im Rahmen der Eklogitserie.

Im unteren Teil der Zone D I bildet eine bunte Gesteinsgesellschaft von verschieden mächtigen Schiefergneisen, Kalksilikatgesteinen und Eklogiten den Übergang zur nächst tieferen Zone.

2. Zone der Disthen-Staurolith-Schiefergneise. Sg I

Diese Zone besteht fast ausschließlich aus Disthen-Staurolith-Schiefergneisen. Dies sind sehr grobkörnige Gesteine, die leicht an den häufig wirr und struppig gewachsenen, ebenflächigen Muskowitplättchen und etwa erbsengroßen, rundlichen, rosa-amethystfarbenen Granatkörnern erkannt werden können. Daneben finden sich überall die meist nur wenige mm großen, klaren, honigbraunen Staurolith- und Disthenkristalle. Feldspat tritt stark zurück, ist jedoch in pegmatoiden Lagen oder fischförmigen Aggregaten angereichert.

Als Einlagerung treten grobkörnige, gebänderte Eklogite auf, deren stengelige Minerale meist sehr schön parallel geregelt sind. Neben den Eklogiten und ihren Randgesteinen und den aus ersteren entstandenen Amphiboliten fallen die anderen Einlagerungen, wie gewöhnliche Schiefergneise und Kalkmarmore, kaum ins Gewicht.

Innerhalb des Kartiergebiets tritt die Zone Sg I zweimal auf. Im Süden zieht sie von der Drucker-Hütte nach Osten über den Kamm zum Duckgraben. Als Orientierungspunkt kann dort die Wolfsberger Hütte dienen, die inmitten dieser Zone auf einem Eklogitkogel steht. Das zweite Verbreitungsgebiet zieht östlich der Schumetzkögel am Kamm zwischen Kienberg und Forstalpe entlang. Als durchschnittliche Mächtigkeit der Zone Sg I darf mit etwa 500 m gerechnet werden. Eine Parallelisierung der Zone Sg I mit den Teilen der Eklogitserie, die im Mosinzgraben im Liegenden der Disthenflaser-Gneisserie aufgeschlossen sind, ist nicht ganz einfach, da dort die Eklogitserie nur gerade in ihren höchsten Teilen angeschnitten wird. Die dort auftretenden Gesteine gleichen weitgehend den Grenzschichten zwischen Sg I und D I. Disthen-Staurolith-Schiefergneise konnten nicht gefunden werden. Es muß daher offen bleiben, wie sich die oberen Teile der Eklogitserie nach N hin verhalten. Die Schichtglieder der Eklogitserie, die an der N-Seite des Löllinggrabens auftreten, gehören viel tieferen Zonen an. Sie werden durch den Löllinger Südsprung abgeschnitten und können nicht mehr mit den Zonen im Mosinzgraben parallelisiert werden.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

3. Mittlere Disthenflaser-Gneiszone. D II

Die Zone der Disthen-Staurolith-Schiefergneise wird nach unten hin durch das neuerliche Auftreten von Disthenflaser-Gneisen begrenzt. Die Gesteine dieser Zone sind sehr unterschiedlich ausgebildet. Teils liegen typische, feinkörnige Disthenflaser-Gneise mit bis zu 20 cm großen Feldspataugen vor, teils mehr glimmerige, grobkörnige Typen mit Übergängen zu Schiefergneisen. Im Südgebiet scheint diese Zone nicht mehr als 50 m mächtig zu sein. Im Norden schwillt sie dagegen auf über 250 m an, wobei sie sich in mehrere Züge aufspaltet, die den Disthen-Staurolith-Schiefergneisen zwischengeschaltet sind. Innerhalb einer solchen Teilzone finden sich in der Umgebung des Hafenecks südlich der Forstalpe Einlagerungen von Amphiboliten, Eklogiten, Marmoren und Kalksilikatgesteinen.

4. Zweiglimmer-Grobgneiszone. Sg II

Unter den mittleren Disthenflaser-Gneisen folgen wieder grobkörnige Schiefergneise, die durch ihren Biotit- und Plagioklasreichtum, das weitgehende Fehlen von Disthen- und Staurolitheinkristallen, durch kleinere und rötlichbraune Granate sowie durch das weniger „struppige" Gefüge von den hangenden Disthen-Staurolith-Schiefergneisen zu unterscheiden sind. Innerhalb der Zone Sg II finden sich letztere nur in Form von schmalen Einlagerungen, besonders häufig aber als Ummantelung von Eklogitkörpern. Im Verband mit Marmoren und Kalksilikatgesteinen treten Skapolithfelse auf, die für die ganze Zone Sg II leitend sind. Die bedeutendsten Einlagerungen sind die Eklogite, zumal die größten Vorkommen in dieser Zone liegen. Hierzu gehören die Eklogite vom Saukogel und Schumetzkogel, Gertrusk, Sandkogel (2011 m, früher Ladingerspitze), Wirtsofen und Ruprechtfelsen, Jurkikogel und Beilstein und schließlich das altbekannte Vorkommen vom Kupplerbrunn und dessen abgesenktem Teil im Grünburger Graben. Nach dem Gefüge und der Mineralisationsabfolge gehören alle diese Eklogite einschließlich der Vorkommen in den Zonen D II und Sg I dem gleichen Typ an. Unterschiede bestehen in der chemischen Zusammensetzung und damit im qualitativen und quantitativen Mineralbestand. Danach lassen sich eisenreiche, dunkle Abarten, Typ Gertrusk, und helle, eisenarme Abarten, Typ Kupplerbrunn, unterscheiden. Die eisenreichen, häufig etwas massiger erscheinenden Typen liegen bevorzugt in den tieferen Teilen der Zone Sg II, die eisenärmeren, mit den parallelgeregelten weißen Zoisiten und smaragdgrünen Omphaciten in den höheren Teilen. Zwischen beiden Typen gibt es alle Übergänge und beide Typen können nebeneinander im gleichen Eklogitkörper vorkommen.

Die Schiefergneise der Zone Sg II sind im Kammgebiet besonders in der Umgebung des Kienbergs und östlich und westlich der Ladingerspitze (2079 m) verbreitet. Die Mächtigkeit der Zone ist sehr unterschiedlich, besonders wenn man sie quer zur Hauptfaltenachse verfolgt. Im Durchschnitt kann mit 200 bis 500 m gerechnet werden.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

5. Untere Disthenflaser-Gneiszone. D III

Im Liegenden der Zweiglimmer-Grobgneise tritt wiederum eine Zone mit Disthenflaser-Gneisen auf. Diese Gesteine sind in der Regel etwas grobkörniger und damit scheinbar etwas glimmerreicher als die in den Zonen D I und D II. Außerdem sind Übergangstypen zu Schiefergneisen und solche selbst, besonders in den unteren Teilen, sehr häufig eingeschaltet. Im Grenzbereich zwischen D III und Sg II, teils im Disthenflaser-Gneis, teils im Schiefergneis, liegt eine Zone mit Kalksilikatgesteinen. In einer recht bunten und wechselhaften Gesteinsgesellschaft überwiegen Karbonat-Zoisitgesteine, Zoisit-Salit-Granatfelse und meist dunkle Kalksilikatquarzite neben Amphiboliten, karbonatführenden Eklogiten und Marmoren. Viele dieser Vorkommen sind zu linsigen Körpern ausgewalzt, zerrissen und spezialgefaltet. Trotz der schwankenden Mächtigkeiten von einigen cm bis zu einigen Zehnermetern haben sich diese Gesteine auf Grund ihrer Niveaubeständigkeit zu einem ausgezeichneten Leithorizont zusammenfassen lassen, der über den ganzen bisher kartierten Bereich verfolgbar ist. (Siehe Saualpe, VI., Abb. 4 und 5.) Kalksilikatgesteine treten auch im Übergangsbereich zur nächsttieferen Zone bevorzugt auf. Einlagerungen kleinerer Eklogitkörper, z. T. mit sehr schönen Randgesteinen, häufen sich nördlich der Breitofener Hütte.

Im Westteil des Kartiergebietes zieht die Zone D III von der Grafen Zech, wo sie nur wenige, geringmächtige Schiefergneiseinlagerungen enthält und eine Mächtigkeit von etwa 500 m besitzen dürfte, zum Kamm, den sie zwischen Gertrusk und dem Eisernen Kreuz erreicht. Dort springt sie zurück, biegt westlich des Kienbergs nach NW ein und taucht schließlich unter den Eklogiten des Schumetzkogels und der Hahntratten ab. Östlich des Kammes taucht sie unter dem Kienberg wieder auf und zieht zu beiden Seiten des Arlinggrabens und seiner Nebentäler nach E weiter.

6. Untere Schiefergneiszone. Sg III

In den tieferen Teilen der Zone D III nehmen Einschaltungen von Schiefergneisen immer mehr zu, die schließlich eine Abtrennung einer eigenen Schiefergneiszone erlauben. Die Hauptmenge der Gesteine besteht aus muskowitreichen Schiefergneisen mit dazwischengeschalteten, mehr oder weniger typischen Disthenflaser-Gneisen. Auch finden sich grobkörnige Schiefergneise, die den Gesteinen der Zonen Sg I oder Sg II sehr ähnlich sein können. Weiterhin sind geringmächtige Kalksilikatgesteine und Eklogite eingeschaltet. Die Eklogite der Zonen D III und Sg III erscheinen oft massig und dicht, da die Mineralkörner meist kleiner und weniger gut geregelt sind als in den Eklogitkörpern der Zonen Sg I, D II und Sg II. Außerdem macht sich die Rückumwandlung zu Amphiboliten stark bemerkbar. An Hand der verschiedenen Ausbildung der Eklogite läßt sich die Eklogitserie in eine obere und eine untere teilen. Die Grenze liegt dann etwa zwischen Sg II und D II im Bereich des oben erwähnten Kalksilikathorizonts.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Das Liegende der Zone Sg III wurde im Kartiergebiet nicht erreicht. Ein Anschluß an die tieferen Zonen bis zur Serie der Stelzing-Marmore ist nicht direkt möglich, da diese stets durch Störungen von dem hier beschriebenen Profil getrennt sind. Wenn man aber von der Störungszone im Litzertaln zwischen Geyerkogel und Forstalpe absieht, läßt sich das Profil nach unten hin erweitern. So folgt im W-Hang des Geyerkogels über dem Stelzingmarmor ein recht einheitliches, etwa 500 m mächtiges Paket von muskowitreichen Schiefergneisen. Darin liegen zonenweise Disthen-Staurolith-Schiefergneise, die aber meist fein-

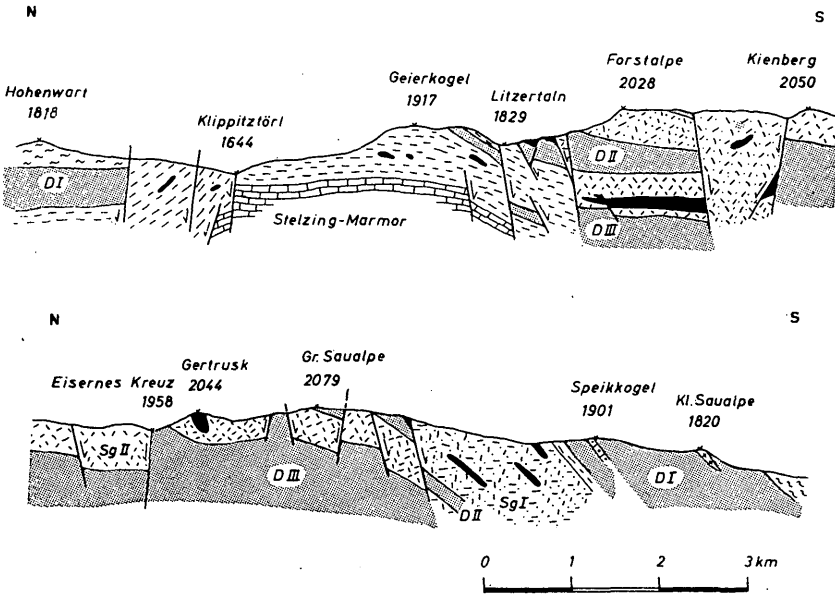

Abb. 3. Vereinfachtes Profil durch die Kammlinie der Saualpe vom Hohenwart im Norden bis zur Kleinen Saualpe im Süden. Zweifach überhöht. Legende wie in Abb. 2.

körniger als die in der Zone Sg I sind, weiterhin feldspatreiche Schiefergneise, die solchen der Zone Sg II gleichen. Daneben finden sich kleine Eklogitkörper, die meist kräftig amphibolitisiert sind und gegen die Schiefergneise in der Regel einen syn- bis postkristallin tektonisch überprägten Kontakt aufweisen. Über den Schiefergneisen folgen südlich des Geyerkogels Einschaltungen von Disthenflaser-Gneisen. Gegenüber solchen aus den hangenderen Zonen haben diese Gesteine durchwegs ein mehr schiefergneisähnliches Aussehen. Folgt man dem Kamm nach S, so queren in der Störungszone des Litzertaln einige Restschollen von verschiedenen Disthenflaser-Gneis- und Schiefergneiszonen, darunter solche von Sg III mit D II, bis man schließlich im Hangenden der Zone D II an der Forstalpe wieder in das relativ ungestörte

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Profil mit der Zone Sg I gelangt. Die obigen Ausführungen sind in Abb. 2 zu einem Idealprofil zusammengefaßt. Zur Erläuterung dieses Profils wird in Abb. 3 ein etwas schematisierter Schnitt entlang der Kammlinie vom Hohenwart im Norden über den Geyerkogel bis einschließlich Kleinen Sauofen (1830 m) im Süden gegeben.

II. Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchungen

Bei den mikroskopischen Untersuchungen hat es sich als zweckmäßig erwiesen, die Gesteine nach ihrem primären Ausgangsmaterial in drei Gruppen, nämlich in Abkömmlinge von Ton- bis Sandgesteinen, Grüngesteinen und kalkigen Gesteinen zu unterteilen und getrennt zu betrachten. Aus der Mineralisationsabfolge einer bestimmten Gruppe und unter Berücksichtigung ihrer Stellung im Profil können Rückschlüsse a) auf die spezielle Metamorphose der jeweiligen Gesteinsgruppe, b) durch Querverbindungen zu den anderen Gesteinen Rückschlüsse auf die Entwicklung der gesamten Metamorphose gezogen werden. Um Mißverständnisse zu vermeiden, soll der Gebrauch einiger Begriffe, die im folgenden immer wieder auftauchen, erläutert werden.

1. Kristallisation: Bei der Erstarrung der Magmatite kristallisieren die Minerale nacheinander oder auch gruppenweise gleichzeitig aus einer Schmelze in einer meist klar erkennbaren Abfolge aus. Hier, in den metamorphen Gesteinen, muß die Kristallisation eines Minerals zur zeitlichen Einordnung stets auf einen oder mehrere Deformationsakte oder ein sonstiges, durch Reliktgefüge erschließbares, präexistentes Stadium bezogen werden. Sie erweist sich dann häufig nicht als echte Neubildung, sondern als Umbildung der bereits vorher im festen Zustand vorliegenden Komponente. Wenn aus dem mikroskopischen Gefüge ersichtlich ist, daß bei einer Umbildung nach einer Deformation noch die prädeformative oder durch die Deformation geschaffene Gestalt eines Minerals erhalten geblieben oder zumindest noch weitgehend erschließbar ist, so spreche ich von teilweiser bzw. partieller Rekristallisation. Ist es nach einer Durchbewegung zu einer gänzlichen kristallinen Umgestaltung gekommen, wobei die prä- oder syndeformative Existenz eines Minerals nicht mehr aus der Gestalt, sondern höchstens aus der räumlichen Verteilung und aus eventuell vorhandenen Interngefügen erschlossen werden kann, so spreche ich von totaler Rekristallisation. Handelt es sich um die Neubildung einer unmittelbar vor einem tektonischen Akt noch nicht existierenden Komponente, oder entfällt die Bezugnahme auf die Tektonik überhaupt, so spreche ich von Kristallisation als dem übergeordneten Begriff. Die Kristallisation bzw. Kristallisationsmöglichkeit der Minerale beruht auf den jeweiligen p-t-x-Bedingungen. Partielle und totale Rekristallisation sind die Folgeerscheinungen einer zeitlich fixierbaren tektonischen Einwirkung, wenn die Kristallisation die Deformation überdauert hat. Das Zusammenwirken von Kristallisation und Deformation muß stets berücksichtigt werden, da trotz einer Kristallisations-

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

möglichkeit nach den p-t-x-Bedingungen eine tatsächliche Kristallisation neuer Minerale erst durch eine tektonische Einwirkung ausgelöst wird.

2. Tektonik: Hierbei ist im folgenden stets nur der Teilakt der gesamten tektonischen Geschichte gemeint, der eine Deformation des Gesteinsgefüges im Dünnschliffbereich verursacht hat. Daher beziehen sich die Ausdrücke prä-, syn- und posttektonisch stets auf einen bestimmten tektonischen Akt, der durch die Ausbildung einzelner Minerale zeitlich fixiert ist. In den hier behandelten Gesteinen hat sich die Bildung von Paramorphosen von Disthen nach Andalusit als zeitliche Bezugsmarke besonders bewährt, da sie sich als unabhängig von der unterschiedlichen Stärke der Korndeformation in den einzelnen Gesteinen erwiesen hat. Falls keine weiteren Erläuterungen gegeben werden, beziehe ich mich stets auf diese Zeitmarke. Wenn bei Gesteinen und Mineralen noch heute eine mehraktige Tektonik in der Ausgestaltung des Korngefüges zu erkennen ist, so bezeichne ich den auf die oben erwähnte Zeitmarke bezogenen Teilakt als Hauptdeformation.

1. Die Entwicklung der Metamorphose in den Abkömmlingen tonig-sandiger Gesteine

Wie schon aus der Beschreibung des Profils hervorgeht, lassen sich zunächst zwei Gesteinsgruppen unterscheiden, nämlich Disthenflaser-Gneise und Schiefergneise. Die Unterscheidung erfolgt dabei in erster Linie auf Grund des verschiedenen Gefüges, während der Mineralbestand weitgehend gleich sein kann.

a) Die Disthenflaser-Gneise.

Die Gesteine, die unter diese Gruppe fallen, sind meist sehr feinkörnig und ebenflächig schichtig bis feinschiefrig entwickelt. Die s-Flächen lösen sich im Kleinbereich häufig zu flaserigen Gefügen auf. Die Lineationen sind sehr fein und nur dort, wo sie durch helle quarz-, feldspatreiche und dunkle biotitreiche Lineale nachgezeichnet werden, deutlich sichtbar. Charakteristisch ist der auffällige Unterschied zwischen größeren Einsprenglingen und einem homogen gemengten Grundgewebe, das durch den darin feinverteilten Biotit grauviolett gefärbt ist. Bei den am wenigsten deformierten Typen bestehen die Einsprenglinge aus Plagioklas- und Orthoklasaugen, stenglig-linsigen Paramorphosen von Disthen nach Andalusit, etwa erbsengroßen, rosa-amethystfarbenen Granaten und vereinzelten, größeren Glimmerschuppen. Das Grundgewebe wird von einem mehr oder weniger quarzreichen Glimmerhächsel gebildet. Unter dem Mikroskop zeigen alle diese Gesteine eine starke Deformation und nur eine geringe posttektonische Kristallisation. Betrachtet man die Minerale, die infolge ihrer heutigen Gestalt nachweislich vor bzw. während der Deformation existiert haben müssen, nach ihrer quantitativen Beteiligung am Gesteinsaufbau, so zeigt sich, daß dies 80 bis 90% sein können. Zur Gruppe der prätektonischen Kristallisate gehören die Feldspatporphyroblasten, Andalusit

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

bzw. die Disthenparamorphosen, der größte Teil des Biotits, ein kleiner Teil des Hellglimmers, Quarz und die rosa-amethystfarbenen Granaterbsen (Generation 1: s_i gegenüber dem s_e verstellt und beziehungslos). Nur ein kleiner Teil der Minerale ist posttektonisch erstmalig aufgesproßt, wie die meist amöboiden Granate der 2. Generation, die häufig zwischen den Paramorphosen wachsen (s_i verläuft // s_e) und ein Teil des Muskowits. Trotz der kräftigen Durchbewegung ist das während der prätektonischen Kristallisation gebildete, porphyroblastische Gefüge nicht zerstört, sondern nur überprägt und deformiert worden. Die syn- und posttektonische Kristallisation hat aber eine teilweise Umwandlung der Minerale hervorgerufen, wie die Bildung der Paramorphosen von Disthen nach Andalusit und die mit einer Abnahme des Anorthitgehaltes verbundene Füllung der Plagioklase mit Zoisit und Glimmer. Die posttektonische Kristallisation hat sich recht unterschiedlich ausgewirkt, bei Quarz tritt sie als totale Rekristallisation, bei Glimmern und Feldspäten dagegen nur als partielle Rekristallisation in Erscheinung. Infolge dieser geringen Intensität der posttektonischen Kristallisation haben sich die Spuren der Beanspruchung durch die Hauptdeformation in der Verbiegung und Parkettierung der Plagioklasporphyroblasten und in der Wellung der Glimmer bis heute erhalten.

Der Ausdruck Disthenflaser-Gneis für die oben kurz skizzierten Gesteine, die nach Vergleichsuntersuchungen mit manchen Gesteinen der Koralpe, die dort als Hirscheggergneis, Plattengneis, Buntscheckgneis usw. bezeichnet worden sind, völlig ident sind, wurde vom Verfasser 1960 erstmalig gebraucht. (Siehe Saualpe, I., 1960, und Saualpe, II., 1961). Da die weiteren Untersuchungen die Einheitlichkeit dieser Gesteinsgruppe bezüglich ihrer Mineralisationsabfolge und ihrer Stellung im gesamten Metamorphoseablauf im ganzen Saualpenbereich und in allen bisher untersuchten Teilen des benachbarten Koralpenkristallins ergeben haben, sollen die Charakteristika der Disthenflaser-Gneise definitiv zusammengefaßt werden:

„Disthenflaser-Gneise sind makroskopisch wie mikroskopisch, nach Mineralbestand und Gefüge, Reliktgesteine der prätektonischen Kristallisationsphase. Durch die bis ins Korngefüge durchgreifende Hauptdeformation und die geringfügige syn- und posttektonische Kristallisation ist ihr prätektonisches, porphyroblastisches Gefüge zu einem blastomylonitischen Gefüge umgestaltet worden, wobei der prätektonische Zustand noch deutlich erkennbar geblieben ist. Der Mineralbestand der prätektonischen Phase gehört der Biotit-Andalusit-Orthoklasfazies an, der syn- und posttektonische tendiert zur (Staurolith-) Disthen-Almandin-Fazies."

Der Anschluß der Kristallisation der Disthenflaser-Gneise an Gesteine der höheren Serien gelang durch die reliktischen Granate der 1. Generation, deren Altersbeziehungen zu weiteren Relikten noch erkennbar sind. In den Granat-Staurolith-Glimmerschiefern der Plan-

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

kogelserie finden sich dunkle Staurolithkristalle mit einem charakteristischen, streifigen Graphit-s_i. Verteilung, Korngröße, und Anordnung dieses s_i deuten darauf hin, daß vor dem Wachstum der Staurolithe ein sehr früher, wenn nicht sogar syndiagenetischer Zustand durch die Graphitsubstanz abgebildet wurde. Der Granat ist nun in diesen Schiefern jünger als der Staurolith, meistens sogar posttektonisch gewachsen. Auch sie enthalten ein graphitisches s_i, das aber bereits gröber als das der Staurolithe ist und in der Korngröße und Verteilung den Verhältnissen im se entspricht, aber immer noch verhältnismäßig feinkörnig ist. Ganz gleichartig sind die alten Granate in den Disthenflaser-Gneisen. An der Unterseite des Horizontes D I wurden sogar noch Granate mit Resten von pigmentiertem Staurolith und heute paramorphosiertem Andalusit gefunden. Es kann daher kein Zweifel bestehen, daß die Disthenflaser-Gneise vor der Tektonik, ehe sie ihr Andalusitgneisstadium erreicht hatten, aus gleichartigem Schiefer wie die rund 1000 m höher im Profil liegenden Granat-Staurolith-Glimmerschiefer der Plankogelserie hervorgegangen sind.

b) Schiefergneis.

Schiefergneis nennen wir die körnig-gneisig erscheinenden Gesteine, deren Mineralkomponenten eine ziemlich einheitliche Korngröße zeigen und sich besonders durch die ebenflächigen kreuz- und quergesproßten Glimmer von den Disthenflaser-Gneisen unterscheiden. Es gibt alle Übergänge von mehr plattigen bis zu fast massigen Typen. Die B-Lineationen zeigen meist nur in die vorherrschende ESE-Richtung; sie sind in der Regel recht grob entwickelt, z. T. infolge der starken Entregelung der Glimmer kaum mehr zu erkennen. Bezüglich des Mineralbestandes bestehen zwischen den Schiefergneisen und den Disthenflaser-Gneisen nur geringe, aber bezeichnende Unterschiede. Die Schiefergneise führen keinen Orthoklas, nur gelegentlich etwas Mikroklin in den Übergangstypen zu Kalksilikatgesteinen. Als neue Minerale kommen in einigen Typen posttektonisch gesproßter Staurolith und Chlorit hinzu. Diese jungen Staurolithe unterscheiden sich von den alten prätektonisch gesproßten, dunkel pigmentierten Körnern durch das Fehlen von Einschlüssen und durch die hellere, honigbraun durchscheinende Färbung. Außerdem sind die Individuen meist stenglig entwickelt, im Gegensatz zu den kurzprismatischen, gedrungenen oder rundlichen Formen der alten Staurolithe. Der Hauptunterschied zu den Disthenflaser-Gneisen ist in dem Gefüge gegeben. Im Gegensatz zu dem blastomylonitischen Reliktgefüge der Disthenflaser-Gneise haben die Schiefergneise ein granoblastisches Gefüge. Während im Fall der Disthenflaser-Gneise die Intensität der posttektonischen Kristallisation nur zu einer partiellen Rekristallisation ausreichte, ist es in den Schiefergneisen zu einer totalen Rekristallisation gekommen, wobei das prätektonische Gefüge im mikroskopischen Bereich in der Regel völlig zerstört wurde. Durch Relikte, vor allem durch die rosa-amethystfarbenen Granate der ersten Generation und durch Interngefüge in Biotit

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

oder Granat der zweiten Generation, die aus den zerwalzten Andalusiten oder Paramorphosen entstanden sind, ist der Übergang und die Verbindung zu den Disthenflaser-Gneisen gegeben. Es ist damit erwiesen, daß die Disthenflaser-Gneise und die Schiefergneise aus den gleichen Ausgangsgesteinen entstanden sind, nämlich den vor der Tektonik gebildeten Andalusitgneisen. Der Unterschied zwischen den beiden Gesteinen ist durch die unterschiedliche Intensität der posttektonischen Kristallisation entstanden. Soweit sich dies heute rückblickend erkennen läßt, ist diese verschiedene Einwirkung der posttektonischen Kristallisation die Folge einer verschieden starken Deformation. Aus den schwächer deformierten Gesteinen wurden Disthenflaser-Gneise. Die am stärksten deformierten Gesteine sind posttektonisch durch die totale Rekristallisation zu Schiefergneisen umgewandelt worden. Unter den verschiedenen Typen der Schiefergneise zeigen die Disthen-Staurolith-Schiefergneise die vollständigste Kristallisationsabfolge, wobei diese mit einer Chloritbildung endet.

Es ist nun interessant zu beobachten, daß das Großgefüge etwa im m-Bereich und darüber, was stoffliche Inhomogenitäten, Bänderungen und Einlagerungen von anderen Gesteinen, insbesondere von Pegmatiten, betrifft, in den Schiefergneisen und den Disthenflaser-Gneisen, abgesehen von einigen primären Unterschieden, trotz der unterschiedlichen posttektonischen Kristallisation völlig gleich geblieben ist.

2. Pegmatite

In allen Zonen kommen reichlich Pegmatite vor. Nach den Lagerungsformen lassen sich zwei Gruppen unterscheiden: a) die eingeformten, in die Tektonik der benachbarten Gesteine einbezogenen Pegmatite, b) die nicht mehr eingeformten Querpegmatite. Etwa 90% der pegmatitischen Bildungen gehören zur ersten Gruppe. Daran haben die mm- und cm-dicken Lagen und Linsen, die die Gesteine mehr oder weniger gleichmäßig durchziehen, den größten Anteil. Anreicherungen zu größeren, z. T. ganz unregelmäßig gestalteten, knollig-linsigen Körpern bis zu einigen m Mächtigkeit sind in Disthenflaser-Gneisen häufig, in Schiefergneisen dagegen selten. Zur zweiten Gruppe gehören höchstens 10%. In den Disthenflaser-Gneisen und Schiefergneisen finden sich vereinzelt meist nur wenige cm bis dm dicke Querpegmatite. Auffällig werden diese Bildungen erst im Verband mit Eklogiten, die infolge ihrer Starrheit eher zu Kluftbildungen neigen. Der Mineralbestand der Pegmatite ist zunächst recht einheitlich: Quarz, Albit bis Oligoalbit, wenig Kalifeldspat und etwas Muskowit. Neben den Hauptkomponenten treten verschiedene Mengen zusätzlicher Minerale, wie Biotit, Disthen, teils in Paramorphosen nach Andalusit, teils in großen Cyaniteinkristallen und Granat, auf. Apatit, Turmalin und Zirkon sind in wechselndem Verhältnis, meist akzessorisch vertreten. Die zeitlichen Beziehungen zwischen Tektonik und Kristallisationsabfolge in den Pegmatiten der ersten Gruppe entsprechen völlig den Verhältnissen in den benachbarten Gesteinen. Ebenso ist dies im Gefüge der Fall. So

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

zeigen die Pegmatite aus den Disthenflaser-Gneisen ein blastomylonitisches, die der Schiefergneise ein granoblastisches Gefüge. Im ersten Fall sind schriftgranitische Primärstrukturen häufig noch gut erhalten. Die übrigen Feldspäte sind meist verbogen und gefüllt, wenn auch nicht so dicht wie in den benachbarten Gesteinen. Die Paramorphosen sind in der Regel zwischen den Feldspäten zerquetscht und stark deformiert. Gegenüber den Disthenflaser-Gneisen bestehen also nur Unterschiede im quantitativen Mineralgehalt, qualitativ stimmen die Pegmatite völlig mit ihrem Nachbargestein überein. Das gleiche gilt auch für die Pegmatite aus den Schiefergneisen. Das wichtigste Ergebnis dieser vergleichenden Studien ist wohl die Feststellung, daß die Pegmatite der ersten Gruppe, und damit der ganz überwiegende Teil, in der prätektonischen Phase entstanden sein müssen. In der syn- und posttektonischen Phase waren sie bereits fest mit den Gesteinen in ihrer Umgebung verschweißt und der Metamorphose passiv unterworfen.

Mengenmäßig fallen die posttektonischen Querpegmatite überhaupt nicht ins Gewicht. Es ist jedoch bemerkenswert, daß sie häufig, meist in Gneisumgebung, Andalusit- neben Distheneinkristallen führen. In den Eklogiten haben sie in ihrer Umgebung eine amphibolitisierte Zone geschaffen, die relativ älteren eine schmälere, die jüngeren eine breitere.

Die prätektonischen Andalusitgneise müssen als Muttergesteine der pegmatitischen Bildungen aufgefaßt werden. Der größte Teil ist wohl am Bildungsort geblieben. Nur ein geringer Teil ist ausgewandert und hat im Hangenden, einige hundert Meter über der Bildungszone, die Glimmerschiefer durchschwärmt und injiziert. Nur in diesen Zonen kann von Injektionen gesprochen werden. Die Pegmatite in den tieferen Serien sind zwar auch mehr oder weniger weit gewandert. Sie können aber nicht als Injektionen, sondern nur als Exudate aufgefaßt werden. Auf die Konsequenzen, die sich aus der prä- und posttektonischen Bildung der Pegmatite ergeben, wird später eingegangen.

3. Zur Entwicklung der Metamorphose in Abkömmlingen karbonatischer Gesteine

Die Karbonatgesteine haben je nach ihrem Reinheitsgrad sehr verschiedene Produkte geliefert, vom reinen Marmor über recht komplexe Kalksilikatgesteine bis zum Schiefergneis mit basischen Plagioklasen. Ohne Berücksichtigung der zeitlichen Einordnung der Mineralkomponenten lassen sich etwa folgende Typen ausscheiden: Marmor, Glimmermarmor, Skapolithmarmor, Kalzit-Zoisit-Pyroxenfelse, Salit-Granat-Zoisitfelse, Biotit-Hornblende-Kalkschiefergneise, Biotit-Bytownitfelse. Zwischen den hier genannten Typen bestehen alle Übergänge und es wäre auch eine andere Einteilung möglich. Zoisit-Quarzite und Andesingneise leiten zu den Abkömmlingen der tonig-sandigen Gesteine über. Karbonateklogite und deren Umwandlungsprodukte stellen die Verbindung zu den Grüngesteinen her. Nach Mineralbestand und Gefüge lassen sich wiederum prä-, syn- und posttektonische Kri-

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

stallisate voneinander unterscheiden. Zu den prätektonischen Gesteinen, die gleichzeitig mit den Andalusitgneisen gebildet worden sind, gehören Biotit-Bytownitfelse und Kalzit-Salit-Skapolithfelse. Derartige Gesteine finden sich als Relikte in den Disthenflaser-Gneiszonen, vor allem in der Zone D I. In der syn- und frühposttektonischen Phase sind Zoisit-Pyroxen-Kalzitfelse, Salit-Zoisit-Granatfelse, die Marmore und ihre Diopsid, Zoisit und Glimmer führenden Abarten kristallisiert. In den feldspatführenden Typen sind in dieser Phase nur saure Plagioklase, Albite bis Oligoalbite entstanden. In der Zone D I können diese syn- bis posttektonischen Bildungen in inniger Wechsellagerung mit kaum rekristallisierten, prätektonischen Kristallisaten vorkommen. Die spätposttektonische Phase ist ebenfalls deutlich ausgebildet. Hierbei wird in Zoisitgesteinen der Zoisit wieder von basischem Plagioklas und Skapolith verdrängt. Auch kristallisieren wiederum Biotit-Bytownitgneise. Eindringender Kalifeldspat korrodiert die Plagioklase. Pyroxen und Granat werden von grüner Hornblende und Biotit verdrängt. Schließlich entstehen noch Chlorit, Prehnit und Klinozoisit, letzterer meist auf Kosten von Zoisit. In dieser Fülle von Kristallisationen und Umwandlungen können deutlich zwei verschieden alte Gruppen voneinander getrennt werden: 1. eine ältere, die der prätektonischen Mineralgesellschaft gleicht, nämlich basischer Plagioklas, Skapolith und ein Teil des Kalifeldspats; 2. eine jüngere mit Klinozoisit, Prehnit, Chlorit als retrometamorphe Phase. In der Natur ist diese hier vorgenommene Phasentrennung natürlich eine Abfolge mit völlig fließenden Grenzen. Verfolgt man aber die Gesteine durch das Profil, so zeigt sich, daß zur Teufe zu die jeweils jüngeren Bildungen an Bedeutung gewinnen. So tritt bereits im Liegenden der Stelzing-Marmore die ältere posttektonische Kristallisationsphase nur mehr in Relikten auf.

4. Zur Metamorphose der Grüngesteine

In allen Teilen des Profils treten Metamorphite auf, die auf Grund ihrer chemischen Zusammensetzung, nach Mineralbestand und Lagerungsform aus basischen Magmatiten entstanden sein dürften. Sie liegen heute als Amphibolite und Eklogite vor. In den verschiedenen Zonen zeigen sich aber charakteristische Unterschiede.

a) Die Eklogite der Zone D I.

In mehreren Niveaus sind in den oberen Disthenflaser-Gneisen sehr feinkörnige Zoisitamphibolite eingelagert. In diesen Amphiboliten sprossen nun Omphacit in z. T. hypidiomorphen, bis mehrere cm langen Porphyroblasten, Granat und Muskowit. Der alte Lagenbau wird dabei häufig durch ein s_i (parallel s_e) aus Zoisitstengeln und Hornblendekörnchen im Omphacit und Muskowit nachgezeichnet. Die Granatkörnchen sind oft recht klein und meist zu einem von der Intergranularen her gewachsenen Netzwerk vereinigt, in dem die Hornblendekörnchen ein offenes Gefüge bilden. Der Zoisit ist häufig als

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

β-Zoisit entwickelt. Die Hornblende tritt nur in ihrer braunen Ausbildung als Karinthin auf; X = hellgelb, Y = braun, Z = hellbraun. X << Y > Z. Eine Rückumwandlung zu grüner Hornblende ist gelegentlich zu beobachten. In solchen Zonen sind auch die Omphacite meist mehr oder weniger in eine Albit-Pyroxendiablastik aufgelöst und die Muskowite mit einem Biotitsymplektit umsäumt. Diese Umwandlungserscheinungen sind jedoch lokal beschränkt. Im Ganzen gilt: In der Zone D I ist die Entwicklung vom Zoisitamphibolit zum Eklogit nicht zu Ende geführt worden, sondern frühzeitig zum Stillstand gekommen.

b) Die Eklogite der Zonen Sg I, D II und Sg II.

Schon allein in der Korngröße unterscheiden sich diese Eklogite von den Typen der Zone D I. Sie sind grobkörnig und die stengeligen Minerale zeigen meist eine gute Regelung. Die Hauptgemengteile sind in den nicht wieder umgewandelten Typen Omphacit, Granat, Zoisit oder Klinozoisit; dazu kommen in wechselnder Menge Karinthin, Disthen, Quarz und Muskowit. In umgewandelten Typen finden sich diopsidischer Pyroxen, saure Plagioklase, grüne Hornblende, Epidot und Biotit. Als Akzessorien treten Rutil, Titanit, Ilmenit, Magnetkies, Pyrit, Apatit und vereinzelt Zirkon hinzu. In den nicht umgewandelten Typen ist nur eine, und zwar gleichzeitige, Kristallisation aller frei im Gefüge liegenden Komponenten zu erkennen. Die Kristallisation ist nach der Durchbewegung erfolgt. Ob während der Durchbewegung bereits Eklogite vorgelegen haben, ist heute schwer zu entscheiden. Als Relikte eines wahrscheinlich prädeformativen Stadiums finden sich in den meist besonders großen Granaten aus den Randbereichen der Eklogite Einschlüsse von Hornblende zusammen mit Titanit und spießigem β-Zoisit. In anderen Körnern ist auch Omphacit eingeschlossen. Außerhalb dieser Granate finden sich in der Regel, wenn es sich nicht gerade um rückverwandelte Typen handelt, weder Titanit noch Hornblende, sondern nur Rutil und Omphacit neben größeren Zoisitstengeln, meist α-Zoisit. Vor der Kristallisation der Eklogite dürften daher Zoisitamphibolite vorgelegen haben. Die Kristallisationen in den Eklogiten gehen nach der posttektonischen Hauptkristallisation weiter. Zunächst kommt es zu einem verstärkten Wachstum von brauner Hornblende, die zuerst noch als Karinthin unter Verdrängung von Granat und Omphacit, später mit allen Übergängen als grüne Hornblende wächst. Der Zusammenbruch der Omphacite zu einem diablastischen Salit-Diopsid- und Albitgewebe erfolgt erst im Endstadium der Karinthinbildung. Von der grünen Hornblende wird die Pyroxendiablastik bereits aufgezehrt. Ebenso ist Granat zu diesem Zeitpunkt nicht mehr stabil und wird in Klinozoisit, Epidot und grüne Hornblende umgewandelt, z. T. auch von Biotit verdrängt. Auch α- und β-Zoisit werden zu Klinozoisit und Epidot umgebaut. In Ca-reichen Typen bilden sich um die Rutile Titaniträndер, ansonsten Ilmeniträndер. Aus all diesen, hier nur kurz gestreiften und keineswegs vollständig aufgezählten

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Kristallisationen soll hier nur das wesentlichste Ergebnis herausgestellt werden: Die Eklogite sind aus Zoisitamphiboliten hervorgegangen und werden sekundär wieder verschieden stark zurückverwandelt.

Die Eklogite der Zonen Sg I, D II und Sg II bilden, wie schon erwähnt, nach Gefüge und Mineralisationsabfolge eine Einheit. Als Untertypen lassen sich eisenreiche Glieder, Typ Gertrusk, mit dunklem Omphacit, almandinreichem Granat und Klinozoisit von eisenärmeren, Typ Kupplerbrunn, mit hellem, smaragdgrünem Omphacit, pyropbetontem Granat und weißem α- und β-Zoisit unterscheiden. Der letztere Typ führt auch reichlich blauen Disthen, meist zusammen mit Quarz.

c) Die Eklogite der unteren Eklogitserie.

Die hier vorkommenden Bildungen gleichen zunächst in ihrem Mineralbestand den obigen Typen. Allerdings ist in den meist kleineren Körpern eine geringere Gefügeregelung zu erkennen. Charakteristisch ist eine viel stärkere Rückumwandlung (Retrometamorphose) zu Zoisitamphiboliten und Amphiboliten. Während diese Erscheinung in den hangenden Zonen nur lokal zu beobachten ist, ist sie hier regional verbreitet. Im Liegenden des Stelzing-Marmors gibt es überhaupt nur Amphibolite, in denen das Eklogitstadium nur mehr an reliktischen Granaten mit Omphaciteinschlüssen erkannt werden kann.

Zur Parallelisierung der Kristallisationen in den Eklogiten mit den Kristallisationsphasen in den benachbarten Schiefergneisen sind die Randbildungen, die an einigen Eklogitkörpern noch gut erhalten sind, von Wichtigkeit. Darunter seien besonders die Granat-Hellglimmerfelse und Biotit-Granat-Omphacitfelse erwähnt. Letztere enthalten bis zu 6 cm lange, spießige Omphacitporphyroblasten.

5. Über die p-t-Bedingungen und Abfolge der Metamorphose in der gesamten Eklogitserie

In der obenstehenden Skizzierung der drei Gesteinsgruppen wurde immer wieder gezeigt, daß zunächst immer zwischen prä-, syn- und posttektonischen Kristallisationsvorgängen unterschieden werden muß, daß aber auch z. B. bei der posttektonischen Kristallisation eine frühposttektonische Phase, die der syntektonischen gleicht, von einer spättektonischen getrennt werden muß. Je höher die Gesteine im Profil liegen, desto ältere Kristallisationsphasen, je tiefer, desto jüngere Kristallisationsphasen sind an der Zusammensetzung des Mineralbestands beteiligt. Als ein prätektonisches Stadium, das regional verbreitet und stets klar erkennbar geblieben ist, hat sich das Andalusitgneisstadium der Disthenflaser-Gneise erwiesen. Davon ausgehend, lassen sich die Kristallisationsphasen und Erscheinungsformen der anderen Gesteine zeitlich einander zuordnen. Im folgenden seien nur einige Mineralgesellschaften aus den verschiedenen Gesteinen herausgegriffen, die

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Hinweise auf die p-t-Zustände in den einzelnen Kristallisationsstadien ergeben.

a) Das prätektonische Stadium: In den Abkömmlingen der Tongesteine werden nach einem Staurolithschieferstadium Andalusit, Orthoklas, Plagioklas und Biotit gebildet. Gleichzeitig kommt es zur Mobilisation pegmatitischer Substanzen. Da es auffällig ist, wie sehr Muskowit zurücktritt und dafür Andalusit und Orthoklas erscheinen, sehe ich darin die Folgen der Reaktion Muskowit + Quarz $\rightleftarrows$ Kalifeldspat + Andalusit + Wasser. Von den Kalksilikatgesteinen sind die alten Biotit-Bytownitfelse und die Salit-Skapolith-Kalzitfelse dieser Phase zuzuordnen. Die Grüngesteine lagen, den Relikten zufolge, als Amphibolite vor. Zu einem späteren, bereits zur nächsten Phase überleitenden Zeitpunkt haben sie eine Zoisitamphibolitphase durchlaufen.

b) Das syn- bis frühposttektonische Stadium: Die Andalusitgneise, Kalksilikatgesteine und Grüngesteine werden intensiv deformiert, jedoch zonenweise und z. T. materialbedingt verschieden stark durchbewegt. Die unterschiedliche Deformationsintensität in den einzelnen Zonen wird durch verschiedene Rekristallisationsgrade, von der partiellen bis zur totalen Rekristallisation, nachgezeichnet. Als Ergebnis haben wir zwei verschiedene Gesteinstypen, nämlich Disthenflaser-Gneise und Schiefergneise. Ein wesentliches Merkmal der syn- bis frühposttektonischen Kristallisationsphase ist die Rückläufigkeit obiger Reaktion. Damit wird Muskowit erneut stabil. Ein Teil der Pegmatite wird ausgepreßt und in die Mesozone injiziert. Der größte Teil kristallisiert aber nach geringer Wanderung bereits frühzeitig noch im Entstehungsbereich aus. Bei den Plagioklasen, die in der prätektonischen Phase, offensichtlich je nach dem Ca-Angebot, Anorthitgehalte zwischen 0 und 95% An. aufweisen, sind jetzt nur mehr die sauren Glieder, Albit und Oligoalbit, stabil. Der Anorthitanteil der basischeren Plagioklase wandelt sich in Zoisit um und tritt als Fülle in Erscheinung. Biotit wird von Granat verdrängt. Andalusit kristallisiert um zu Disthen. In den Kalksilikatgesteinen fällt ebenfalls die Bildung von Zoisit, Granat und saurem Plagioklas (neben Kalzit stabil) in diese Phase. Die Grüngesteine bilden sich von Amphibolit (wahrscheinlich mit einem Gehalt an basischen Plagioklasen) über Zoisitamphibolite zu Eklogiten um. Durch die mikroskopischen und makroskopischen Untersuchungen ist es klar geworden, daß die Kristallisation der Eklogite und der Schiefergneise in ihrer Umgebung gleichzeitig erfolgt ist. Zeitlich und im Kristallisationsgrad entsprechen dabei die Disthen(Staurolith)-Schiefergneise den einzeitig kristallisierten, grobkörnigen Eklogittypen.

c) Das spätposttektonische Geschehen: In den Abkömmlingen der Tongesteine kommt es erneut zur verstärkten Bildung von Biotit. Muskowit wird dagegen wieder instabil. Das Ausmaß dieser Reaktion ist jedoch sehr gering. Nur vereinzelt kommt es zur Bildung von jungem Andalusit. In geringem Umfang entstehen Pegmatite, meist als klare Querpegmatite, die Disthen neben jungem Andalusit (gegenüber den prätektonischen Bildungen also eine 2. Generation!) enthalten. In den

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Kalksilikatgesteinen wird der Zoisit wieder instabil und von basischem Plagioklas verdrängt. Lokal entstehen wiederum Biotit-Bytownitgneise und Skapolithgesteine. Kalifeldspat verdrängt jetzt die bereits etwas früher gebildeten Plagioklase. In den Eklogiten nimmt das Hornblendewachstum (als Karinthin) auf Kosten von Omphacit und Granat wieder zu. Aber erst später wandelt sich der restliche Omphacit in ein diablastisches Pyroxen-Albitgewebe um.

Die Mineralgesellschaft der spätposttektonischen Phase gleicht also zunächst der prätektonischen. Hiervon müssen die nun folgenden Mineralisationen, wie die Chloritbildung in Schiefergneisen, die Kristallisation von sekundärem Klinozoisit, Epidot und grüner Hornblende in den Kalksilikatgesteinen und Eklogiten als noch spätere retrometamorphe Geschehnisse abgetrennt werden.

Welche Schlüsse lassen sich nun aus diesen Beobachtungen über die p-t-Zustände in den verschiedenen Kristallisationsphasen ziehen? In der prätektonischen Phase waren die Temperaturen in der Eklogitserie bereits so hoch, daß es zur Mobilisation von pegmatitischem Material gekommen ist. Größtenteils mag dies auf das Zusammenbrechen der Muskowite zurückzuführen sein. Wir müssen hier mit Temperaturen um 550° C rechnen. Die Begrenzung der Temperatur nach oben hin ergibt sich aus dem Mangel von Mischkristallen zwischen Plagioklas und Kalifeldspat und dem grundsätzlichen Fehlen von Sillimanit und Wollastonit. Die Temperaturen dürften damit, soweit dies aus den bisherigen Experimenten geschlossen werden kann, unter 600° gelegen haben. Die Mineralbildungen der syn- und frühposttektonischen Phase weisen auf einen starken Druckanstieg hin, wie dies aus der Umwandlung der Andalusite zu Disthen, der Umbildung der Anorthitkomponenten zu Zoisit und dem neuerlichen Stabilwerden des Muskowits geschlossen werden darf. Die Eklogitbildung läuft mit diesem Druckanstieg parallel. Von einem Temperaturanstieg während der syn- und posttektonischen Phase ist nichts zu merken, da weder Sillimanit gebildet wurde, noch konnten Pegmatite in der Art und im Umfang wie in der prätektonischen Phase mobilisiert werden. Als Folge der spätposttektonischen Kristallisation finden sich zunächst die gleichen Mineralgesellschaften und Gesteine wie in der prätektonischen Phase. Es darf daher auf ähnliche bis gleiche p-t-Bedingungen, also wiederum auf Temperaturen um 550° C geschlossen werden. Offensichtlich ist hier der Druck bei mehr oder weniger gleichbleibender Temperatur bis zu den prätektonischen Werten gefallen. Erst später zeigt sich in den Kristallisaten, wie Chlorit und Prehnit, eine Temperaturabnahme. Die metamorphe Entwicklung der Eklogitserie beruht also auf der Wechselwirkung der prätektonischen und spätposttektonischen temperaturbetonten Kristallisationsphasen mit einer syn- bis frühposttektonischen druckbetonten Kristallisationsphase, wobei also der Hochdruck die Durchbewegung überdauert hat. Es muß angenommen werden, daß während der Hochdruckphase die gleichen Temperaturen wie in der prä- und posttektonischen Phase geherrscht haben. Die Eklogite und die Disthen(Staurolith)-Schiefergneise gehören als gleichzeitige Kristal-

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

lisate der Hochdruckphase an. Sie wurden unter hochkatazonalen Bedingungen gebildet, wobei die Grenztemperatur zwischen Meso- und Katazone mit etwas über 500° C angenommen wird.

Zum Schluß ist es mir eine angenehme Pflicht, mich bei meinem Lehrer Prof. Dr. A. Pilger sowie bei den Herren Professoren Dr. R. Schönenberg, Prof. Dr. H. Meixner und Dr. W. Fritsch für die Unterstützung der Arbeit und für viele klärende Diskussionen zu bedanken.

Anschrift des Verfassers:
Dipl.-Geologe Norbert WEISSENBACH, Clausthal-Zellerfeld, Geolog. Institut der Bergakademie.

Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI.

Von E. CLAR, W. FRITSCH, H. MEIXNER, A. PILGER und R. SCHÖNENBERG

(Mit 7 Abbildungen)

1. Einleitung

Im vorliegenden Aufsatz werden die bisherigen Kartierungen im Maßstab 1 : 10.000 der Arbeitsgemeinschaft der Geolog. Institute Clausthal[1], Tübingen[1], Wien und der Lagerstättenuntersuchung der ÖAMG (Knappenberg) auf eine Reihe regional- und allgemeingeologischer Probleme hin ausgewertet. Die beteiligten Institutsvertreter haben im April 1963 in Knappenberg z. T. gemeinsam mit F. KAHLER (Klagenfurt) darüber diskutiert und diese Arbeit zusammengestellt.

Die Aufnahmen sind seit dem Jahre 1957 im Gange und fanden eine erste einführende Übersichtsdarstellung im Jahre 1960 (FRITSCH-MEIXNER-PILGER-SCHÖNENBERG). Die jetzige „Zwischenbilanz" basiert sowohl auf abgeschlossenen als auch noch in Gang befindlichen Kartierungen zahlreicher Mitarbeiter (Abb. 1) sowie auf schon publizierten Einzelbeschreibungen (v. KAMP & WEISSENBACH, 1961; THIEDIG, 1962; STREHL, 1962), schließlich auch auf solchen, die im Druck oder erst in Vorbereitung sind.

Die hiermit vorgelegten Materialien sollen einmal den laufenden geologischen und petrographischen Arbeiten im Kristallin der Alpen und anderer Orogene Unterlagen, Anregungen und Diskussionsstoff liefern. In diesem Sinne können wir bereits auf die neue „Geologische Übersichtskarte von Kärnten, 1 : 500.000" (FRITSCH, 1962 b) verweisen. Darüber hinaus dürften sie Möglichkeiten und Wege aufzeigen, mit den heutigen Arbeitsmethoden Wesen und Werden kristalliner Gesteinskomplexe zu erforschen.

---

[1] Mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Carinthia II

Jahr/Year: 1963

Band/Volume: 153_73

Autor(en)/Author(s): Weissenbach Norbert

Artikel/Article: Die Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), V. Zur Seriengliederung und Mineralisationsabfolge des Kristallins im Gipfelgebiet der Saualpe (Mit 3 Abbildungen) 5-23