Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 68 (1988)

Heft: 3: Geodynamik des eurpäoschen Variszikums : Kaledonisch-Variszische Strukturen in den Alpen

Artikel: Vulkanoklastite im östlichen Aarmassiv (Val Russein, Graubünden)

Autor: Böhm, Christian

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-52085

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 19.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

SCHWEIZ. MINERAL. PETROGR. MITT. 68, 501-508, 1988

Vulkanoklastite im östlichen Aarmassiv (Val Russein, Graubünden)

von *Christian Böhm*[1]

Abstract

In the eastern Aar massif two new volcaniclastic formations have been recognized: the Gliems-Formation and the Sandpass-Formation. The Gliems-Formation consists of metapelites and metavolcaniclastic rocks, which are older than Upper Carboniferous. The volcaniclastic rocks form an alternating sequence of conglomeratic beds (interpreted as mud flow deposits) and dacitic tuffs which are succeeded by a "scoriae-fiamme-tuff" (presumably ignimbritic in origin). The Sandpass-Formation is composed of younger volcanic rocks of probable Permian age. They lie stratigraphically discordant on the Variscan basement of the Aar massif but are concordant with the younger Autochthonous to Parautochthonous sediments. The rhyolitic volcanites of the Sandpass-Formation have been strongly deformed by the Alpine tectonism (mylonitic to cataclastic). The deformation was accompanied by hydrothermal activity which resulted in the loss of sodium and a related gain of potassium.

Keywords: Volcaniclastic rocks, hydrothermal activity, Aar massif, Switzerland.

Einleitung

Im Gebiet der Val Russein, Kanton Graubünden, haben im Laufe der letzten hundert Jahre verschiedene Geologen gearbeitet: 1878 beschrieb Albert Heim erstmals im östlichen Aarmassiv Gesteine mit sedimentärem Charakter, welche er in der Val Gliems, einem Seitental der Val Russein, gefunden hatte. 1891 nennt er auch fraglichen Verrucano im Liegenden der autochthonen Trias. (HEIM, 1878, 1891). Webers «geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes» (WEBER, 1924) stellt bis heute die wichtigste grossräumige Karte dar. EUGSTER (1951) kartierte und beschrieb die Gesteine des nördlichen Russeiner Talsystems ausführlich. Neueren Datums sind die Arbeiten von FRANKS (1968a, b), der sich den verschiedenen spätpaläozoischen Sediment- und Vulkanitvorkommen im Bereich des östlichen Aarmassivs gewidmet hat, sowie von SCHENKER (1987), der die Tektonik des östlichen Aarmassivs in Zusammenhang mit der Vulkanitgenese darstellt. Die vorliegende Arbeit, welche auf einer Lizentiatsarbeit basiert (BÖHM, 1986), berichtet über neue Untersuchungen an vulkanoklastischen Gesteinen im Gebiet der Val Russein.

Die Val Russein befindet sich am Ostrand des Aarmassivs (Abb. 1); von Süden nach Norden treten die Südliche Intrusivzone (mit dem Südlichen Aaregranit), die Gliems-Formation (siehe unten) und das variszische Grundgebirge («Altkristallin») mit den eingelagerten spätvariszischen Intrusiv- und Extrusivgesteinen auf. In den östlichen Talabschlüssen folgt der autochthon / parautochthone Sedimentmantel, welcher das Aarmassiv überdeckt. In autochthoner Stellung ist auch die Sandpass-Formation (siehe unten) anzutreffen.

Die vulkanoklastischen Gesteine

Im Querschnitt der Val Russein treten verschiedenenorts Gesteine auf, welche als Vul-

[1] Hintergasse 86, CH-7204 Untervaz

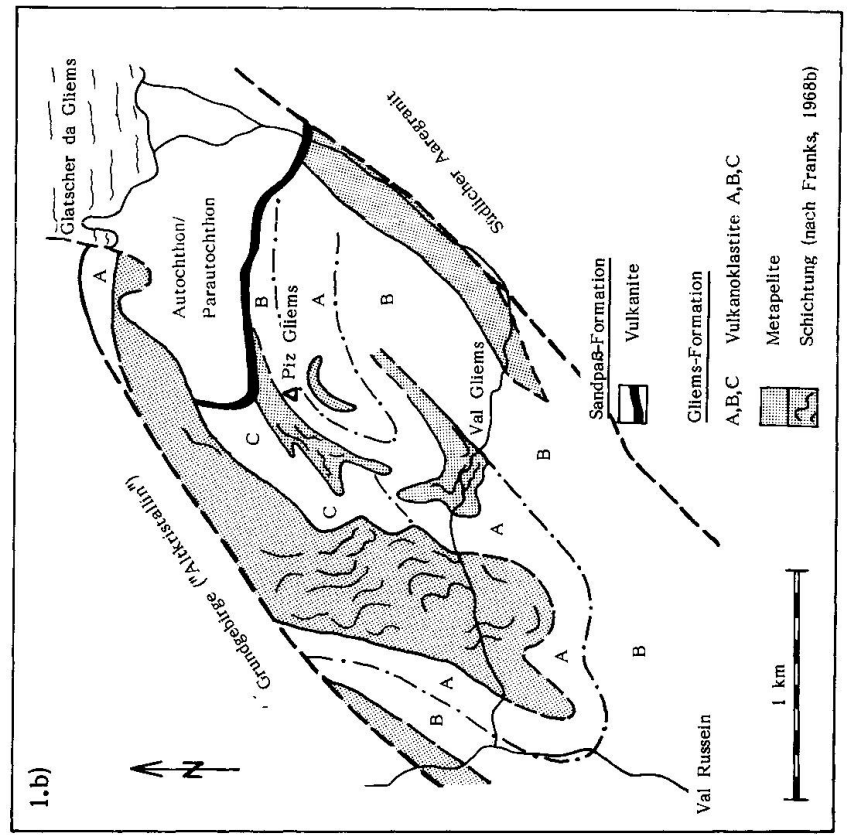

Abb. 1b Aufbau der Gliems-Formation, bestehend aus Vulkanoklastiten A, B, C und Metapeliten.

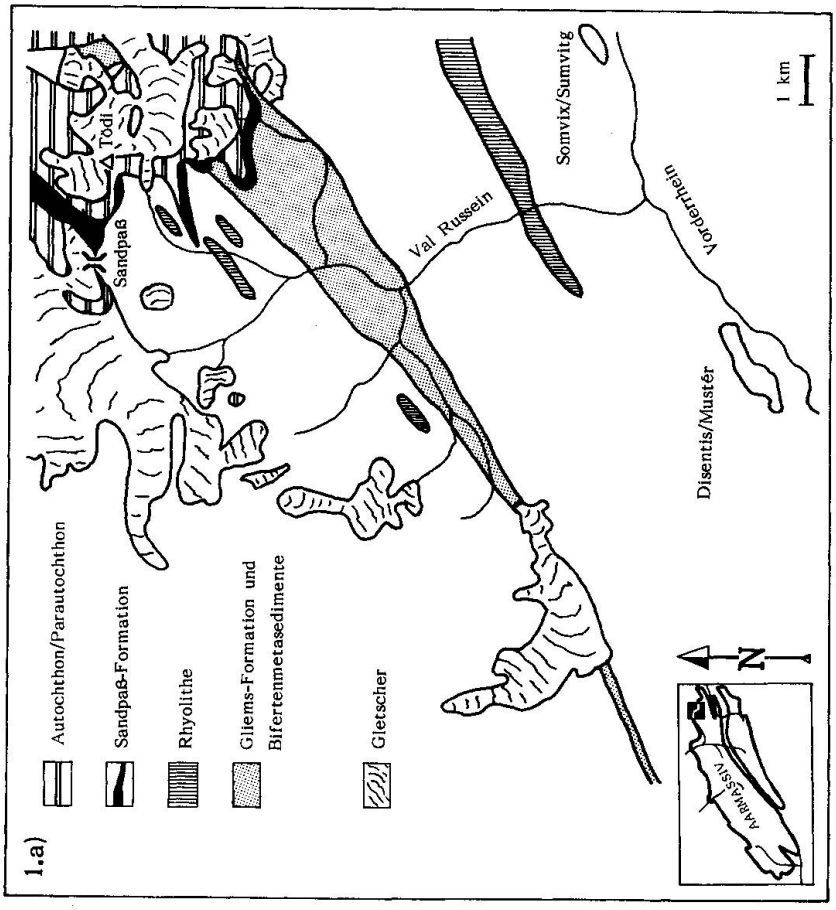

Abb. 1a Die vulkanoklastischen Gesteine im Gebiet der Val Russein umfassen Gliems- und Sandpass-Formation sowie die mit «Rhyolithe» bezeichneten Vulkanitvorkommen innerhalb des variszischen Grundgebirges und die Quarzporphyre der Südlichen Intrusivzone (WEBER, 1924).

kanoklastite interpretiert werden können. (Abb. 1a). Dazu gehören die von WEBER (1924) kartierten Quarzporphyre der südlichen Intrusivzone. Sie sind im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht worden. In der mittleren Val Russein folgt dann die vulkanosedimentäre Gliems-Formation. Sie stellt eine von mir neubenannte und -interpretierte Abfolge dar, welche im namengebenden östlichen Seitental der Val Russein am mächtigsten ausgebildet ist. Sowohl EUGSTER (1951) als auch FRANKS (1968b) deuten sie noch als rein sedimentäre Abfolge. Im Norden schliessen das «Altkristallin» und stellenweise ein Granitgneis an, welcher von EUGSTER (1951) dem Zentralen Aaregranit zugerechnet wird. In den Grundgebirgsgneisen und -schiefern sind Rhyolithe gangartig eingelagert. Ihre Genese (vulkanisch oder subvulkanisch) hat wegen ihrer starken mylonitischen Überprägung nicht abgeklärt werden können. Sie lassen sich am ehesten mit den von SCHENKER (1987) beschriebenen Vulkaniten parallelisieren. Auf diese Rhyolithe wird im folgenden (ausser in den Abb. 3 und 4, in welchen die chemischen Analysen dargestellt werden) nicht mehr eingegangen. Im nördlichsten Teil der Val Russein treten dann am Sandpass die von FRANKS (1968a) beschriebenen vulkanischen Tuffe auf. Ähnliche Gesteine, aber stärker tektonisch überprägt, finden sich an verschiedenen Orten im Osten der Val Russein, am Kontakt von Aarmassiv und (par)autochthoner Trias. Diese Gesteine sind mit denen vom Sandpass zur Sandpass-Formation zusammengefasst worden.

Die vulkanosedimentäre Gliems-Formation

Die Gesteine der Gliems-Formation sind unter dem stratigraphischen Begriff «Formation» zusammengefasst worden. Dies steht im Einklang mit den in GARY et al. (1973) gegebenen Definitionen; unter anderem bilden die Gesteine eine genetische Einheit, und sie lassen sich scharf vom restlichen Aarmassiv abgrenzen.

Die Gliems-Formation erstreckt sich von der Val Punteglias im Osten, wo sich geringmächtige Vorkommen ans Autochthon/Parautochthon anschmiegen, über die Val Gliems rund 20 Kilometer weit bis in die Val Strem im Westen. Sie wird im Norden und Süden durch tektonische Kontakte begrenzt; innerhalb dieser Grenzen dünnt die Formation von gut zwei Kilometern in der Val Gliems auf einige hundert Meter im Westen aus. Die Gliems-Formation wird von zwei Gesteinsgruppen aufgebaut: den metamorphen Vulkanoklastiten und den Metapeliten. Eugsters Psephit- und Psammitgneise oder Franks Metakonglomerate und -breccien entsprechen den Vulkanoklastiten in der vorliegenden Arbeit. Diese Vulkanoklastite sind aufgrund chemischer Argumente in die Einheiten A, B und C unterteilt worden (Kapitel Geochemie der Vulkanoklastite). Die Metapelite stimmen mit den von Eugster kartierten Phylliten überein; eine Ausnahme stellen die «Chloritbiotitphyllite» dar, die neu der diskordant überlagernden Sandpass-Formation zugerechnet werden. Von Franks werden die gesamten feinkörnigen Gesteine, gleich wie in der vorliegenden Arbeit, Metapelite genannt.

Die ganze Abfolge der Gliems-Gesteine bildet eine grosse steilstehende Falte (Abb. 1b) – mit einer in der variszischen Schieferung liegenden Faltenachse. Ihre Lage lässt sich im Gebiet um die Plattas da Sal aus Kleinfalten annähernd bestimmen. Es ergibt sich ein Wert von 140/70 für die Lage der Faltenachse. Die variszische Schieferung ist von EUGSTER (1951) und von FRANKS (1968b) belegt worden. Die Gliems-Formation ist nach FRANKS (1968b) voroberkarbonen Alters, denn ihre Gesteine weisen eine Deformationsphase mehr als die oberkarbone Bifertengrätli-Formation auf. Im weiteren haben granitische Gesteine, die von EUGSTER (1951) dem Zentralen Aaregranit zugerechnet werden, im Gebiet der Val Cavardiras die Gliems-Formation intrudiert.

Die Faltenstruktur enthält im Kern die ältesten Gesteine – Pelite und Vulkanoklastite B, Pelite und die Vulkanoklastite C als jüngste Schichtglieder (Abb. 1 und 2). Durch nicht näher bekannte tektonische Vorgänge – die Gliems-Formation ist intern durch Brüche und wahrscheinlich Überschiebungen versetzt worden – ergab sich eine Verdoppelung der genannten Faltenstruktur mit einem Faltenkern am Piz Gliems und einem im untern Bereich der Val Gliems. Untersuchungen, wie sich die Faltenstruktur weiter westlich fortsetzt, fehlen noch.

Die Begrenzung der Gliems-Formation wird im Süden durch die Frisal-Gliems-Cavardiras Linie gebildet, welche als markanter variszischer (alpin reaktivierter) Bruch das süd-

liche vom zentralen Aarmassiv abtrennt. Die tektonische Linie, die die Gliems-Formation im Norden begrenzt, wurde ebenfalls alpin reaktiviert, was sich durch die Einfaltung der mesozoischen Sedimente belegen lässt. Die tektonischen Linien, welche oftmals als Talachsen dienen, sind meist durch Quartärmaterial (Bach- und Gehängeschutt, Alluvionen, Moränen) verdeckt.

Bei den Metapeliten der Gliems-Formation handelt es sich einerseits um gebänderte Schiefer - Wechsellagerungen von gelbbraunen, sandigen und grauen, tonigeren Lagen - sowie andererseits um schwarze Schiefer, welche meist pechschwarz und phyllitisch ausgebildet sind. Knotenbildungen in den Metapeliten treten häufig auf (EUGSTER, 1951; FRANKS, 1968b). Sie sind an gangartige Intrusionen gebunden und deshalb als kontaktmetamorphe Bildungen zu verstehen.

Der vulkanoklastische Teil der Gliems-Formation wird aus Dutzenden von sich wiederholenden Abfolgen, bestehend aus polygenen Konglomeratlagen, Daciten und dacitischen Bimsstein-Schlacken-Tuffen, aufgebaut (Abb. 2). Diese Ideal-Abfolgen sind eher selten; oft fehlt darin der eine oder andere Gesteinstyp.

Die dacitischen Gesteine sind als Gneise, seltener schiefrig, ausgebildet. Wegen der starken Rekristallisation fehlen sowohl vulkanische Quarze als auch Glas. Der Mineralbestand ist retrograd gebildet worden. Nur die bräunlichen Amphibolkerne scheinen ältere primärmagmatische Relikte zu sein. Amphibolgehalte um 20 Gew-% (röntgenographische Bestimmung) sind typisch für die Gesteine der Gliems-Formation. Der grösste Teil davon besteht jedoch aus neugebildetem Aktinolith, der die braunen Amphibole umschliesst. Gegen oben geht der Dacit fliessend in einen dacitischen Bimsstein-Schlacken-Tuff über. In den Dacittuffen sind die fiammeartig zusammengepressten (Y-förmigen) hellen Bimsstein- oder dunklen Schlackenbruchstücke noch erkennbar. Sie sind im Feld meist besser erkennbar als im Dünnschliff. Heute liegen diese ehemaligen Glaspartikel als Aggregate von Biotit, Chlorit und Epidotmineralen vor.

Die gleichen Dacite bilden die Grundmasse der Gerölle in den Konglomeratlagen. Die polygenen Gerölle - Granit, Gneis, Quarzit, Amphibolit - können nicht eindeutig mit aarmassivischen Gesteinen in Verbindung gebracht werden (EUGSTER, 1951).

Geochemie der vulkanoklastischen Gesteine

Die dacitischen Gesteine der vulkanoklastischen Abfolge sind geochemisch analysiert worden (Tab. 1). Es hat sich dabei gezeigt, dass die magmatische Herkunft nicht eindeutig nachgewiesen werden kann. Denn in den Diagrammen nach GARRELS und MACKENZIE (1971, Abb. 3) sowie DE LA ROCHE (1972, Abb. 4) kommen die Probenpunkte in den Bereich zwischen magmatischen und sedimentä-

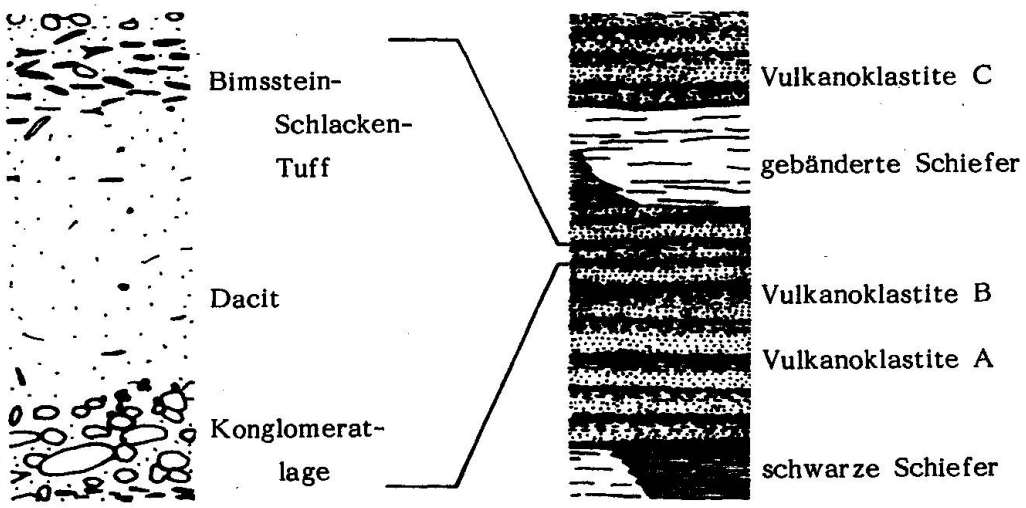

Abb. 2 Links: Darstellung einer vulkanoklastischen Abfolge (0,5–100 m mächtig); rechts: schematisches Profil durch die Gliems-Formation (Gesamtmächtigkeit rund 1 Kilometer), welche aus Metavulkanoklastiten und Metapeliten besteht.

Tab. 1 Gesamtgesteinsanalysen (XRF) an Proben aus dem Gebiet Russein-Gliems (Hauptelemente in Gew-%).

	R024	R174.6	R174.5	R154	R076	R029	R078	R072	R144	R129	R145	R116	R041	R158	R040
SiO_2	73.07	71.56	70.90	65.93	65.89	65.62	65.47	69.95	69.33	65.83	62.91	62.89	67.74	67.15	65.22
TiO_2	0.61	0.63	0.62	0.67	0.48	0.56	0.69	0.67	0.80	0.82	0.49	0.70	0.53	0.50	0.59
Al_2O_3	11.56	12.05	12.35	12.44	12.82	12.82	12.84	12.57	12.58	13.50	13.47	16.56	11.72	12.67	12.02
Fe_2O_3	1.50	2.10	1.80	1.68	1.91	1.01	1.36	1.21	1.07	0.95	3.28	0.96	0.82	1.07	1.11
FeO	2.10	2.06	2.45	3.55	2.99	4.13	4.07	3.80	4.07	4.40	2.10	3.05	3.17	2.81	3.19
MnO	0.06	0.07	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.09	0.05	0.07	0.08	0.07	0.09
MgO	1.98	2.47	2.82	4.52	4.82	4.96	4.84	2.90	3.28	3.40	2.15	1.23	5.35	4.97	5.77
CaO	1.78	1.68	2.09	1.57	3.41	3.36	3.97	1.47	1.04	1.03	5.13	2.82	2.55	2.55	3.98
Na_2O	2.42	3.05	2.52	2.23	2.86	2.30	2.25	2.90	2.37	1.46	3.07	3.29	2.85	2.95	2.34
K_2O	2.37	1.96	1.92	1.59	2.08	1.84	2.14	1.17	1.72	2.49	2.10	3.58	1.72	2.06	2.48
P_2O_5	0.12	0.12	0.09	0.39	0.14	0.21	0.16	0.11	0.12	0.13	0.16	0.21	0.12	0.12	0.14
H_2O	1.64	1.55	1.93	3.05	2.02	2.64	2.05	2.26	2.76	3.18	1.35	2.04	2.33	2.39	2.19
CO_2	0.19	0.26	0.42	1.52	0.07	0.25	0.13	0.20	0.48	0.32	3.00	1.84	0.10	0.24	0.09
Cr_2O_3	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.06	<0.01	0.04	0.04	<0.01	<0.01	<0.01	0.07	0.05	0.07
NiO	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.04	0.03	0.03
Summe	99.44	99.61	100.04	99.30	99.65	99.88	100.09	99.35	99.77	97.62	99.27	99.25	99.19	99.63	99.31

	R073	R137	R155	R139	Q038	Q036	V141	V156	V068	V134	V135	V167	E124	E186
SiO_2	65.02	64.88	61.19	59.72	64.10	59.13	66.35	71.64	68.91	68.83	67.29	66.91	78.52	73.40
TiO_2	0.60	0.51	0.70	0.50	0.66	0.74	0.93	0.48	0.72	0.10	0.36	0.58	0.07	0.07
Al_2O_3	13.53	12.55	14.30	18.62	14.59	14.58	14.65	12.83	14.71	16.67	15.07	15.04	12.26	14.50
Fe_2O_3	1.53	0.89	0.88	1.18	0.99	0.75	4.67	2.66	2.61	0.76	1.41	2.79	0.24	0.32
FeO	2.80	3.03	4.17	2.75	2.97	3.62	1.03	0.89	2.66	0.75	1.54	0.79	0.29	0.31
MnO	0.10	0.09	0.08	0.06	0.06	0.18	0.02	0.03	0.02	0.02	0.10	0.02	0.03	0.06
MgO	5.82	5.03	6.32	3.63	3.43	4.82	1.40	1.62	1.32	0.90	1.84	1.16	0.29	0.11
CaO	3.72	3.48	3.49	2.32	4.15	5.46	0.31	0.18	0.42	<0.01	1.42	0.94	0.83	0.45
Na_2O	1.97	3.70	2.83	3.74	3.52	3.07	<0.01	<0.01	<0.01	1.09	0.18	<0.01	2.85	3.13
K_2O	2.83	1.67	2.34	3.79	2.11	3.13	6.47	7.00	5.16	7.25	5.00	6.21	2.75	3.89
P_2O_5	0.14	0.13	0.17	0.20	0.29	0.42	0.22	0.13	0.14	0.02	0.09	0.06	0.06	0.21
H_2O	2.25	1.60	2.83	2.38	2.13	1.82	2.53	1.95	2.84	2.18	2.59	2.41	0.98	1.08
CO_2	0.10	0.14	<0.01	0.26	0.87	1.81	0.32	<0.01	0.28	0.05	1.70	0.86	0.58	<0.01
Cr_2O_3	0.07	<0.01	<0.01	0.03	0.03	0.04	0.06	<0.01	<0.01	0.02	0.02	<0.01	<0.01	<0.01
NiO	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01
Summe	100.52	97.74	99.34	99.20	99.92	99.59	98.98	99.43	99.81	98.65	98.61	97.78	99.76	97.54

R: Dacite der Gliems-Formation
Q: Gänge in der Val Gliems
V: Rhyolite der Sandpass-Formation
E: Rhyolithe im Altkristallin

Vulkanoklastite A: R24, R174.6, R174.5, R154, R76, R29, R78;
Vulkanoklastite B: R72, R144, R129, R145, R116;
Vulkanoklastite C: R41, R158, R40, R73, R137, R155, R139.

ren Gesteinen zu liegen. Dies lässt sich damit erklären, dass die Dacite allesamt tuffogenen Ursprungs sind und einen Anteil an nicht vulkanischen Gesteinskomponenten enthalten, der durch die metamorphe Überprägung nicht mehr erkennbar ist. Andere Deutungen wie hydrothermale Umwandlung oder sedimentäre Genese der Gesteine scheinen mir weniger wahrscheinlich zu sein.

Mit Hilfe der geochemischen Analysen konnten die vulkanoklastischen Abfolgen weiter unterteilt werden. Es wird im vorliegenden Fall davon ausgegangen, dass die dacitischen Gesteine einer einzigen differenzierten Magmenkammer, mit im Dach angereichertem saurem und gegen unten immer basischerem Magma, entstammen. Das obere Stockwerk der Magmenkammer wurde in recht kurzer Zeit durch Eruptionen entleert, so dass keine neue Differentiation stattfinden konnte. Das führte zu einer umgekehrten Zonierung der Ablagerungen, mit gegen oben immer basischer werdenden Vulkanoklastiten. Dies widerspiegelt sich auch im Feld: die metamorphen Vulkanoklastite A gehen gegen oben fliessend in die leicht basischeren Vulkanoklastite B über; dann folgen Metapelite und die nochmals basischeren Vulkanoklastite C (Abb. 2). Das Basischerwerden von A nach C stellt einen allgemeinen Trend dar. Für die Gruppierung

der dacitischen Gesteine in Vulkanoklastite A, B und C wurden weitere chemische Argumente beigezogen (zum Beispiel weisen die Vulkanoklastite B relativ niedrige MgO-Gehalte und die Vulkanoklastite C niedrige Eisengehalte auf, während die Vulkanoklastite A durch die höchsten SiO_2-Werte geprägt sind).

Erst auf Grund der geochemischen Oben-Unten-Kriterien konnte auch die Abfolge Konglomerat - Dacit - Bimsstein-Schlacken-Tuff orientiert werden (Abb. 2). Denn parallel zur Abfolge Konglomeratlage-Dacit-Bimsstein-Schlacken-Tuff konnte ein Basischerwerden der dacitischen Gesteine von einer Abfolge zur andern festgestellt werden. Mit diesem feldtauglichen Oben-Unten-Kriterium konnte die Faltenstruktur der Gliems-Formation untersucht werden.

Die vulkanische Sandpass-Formation

Vom Sandpass sind vulkanische Tuffe von FRANKS (1968a) beschrieben worden. Er stellt diese Gesteine zur westphalisch-stephanischen Bifertengrätli-Formation, erwähnt allerdings, dass sie auch jünger sein könnten. Diese Altersbeziehung wird durch Grundgebirgsgerölle in den Vulkaniten vom Sandpass begründet, die der Bifertengrätli-Formation fremd sind, und dadurch, dass die Tuffe vom Sandpass saurer sind als die sicher zur Bifertengrätli-Formation gehörenden Vulkanite. Neben den Geröllen bestehen die Tuffe vom Sandpass aus rekristallisiertem Glas und aus Mineralbruchstücken. Das Ganze wird von einer schwarzen Grundmasse umgeben. Daneben kommen auch grüne, massigere Partien vor. Die Abfolge misst einige Dekameter und wird von triadischen Sedimenten überlagert.

Ähnliche Gesteine wie am Sandpass treten auch an andern Stellen am Kontakt Aarmassiv-Parautochthon auf. Dort handelt es sich um schwarze und grüne Schiefer, die reliktartig vulkanische Quarze enthalten. Die Gesteine liegen hier weniger als 5 Meter mächtig vor, sie sind stark mylonitisch bis kataklastisch deformiert worden. Die deformierten Schiefer und die vulkanischen Tuffe vom Sandpass werden auf Grund ihrer Ähnlichkeit, vor allem der (par)autochthonen Position, zur vulkanischen Sandpass-Formation zusammengefasst. Im Gebiet der Val Gliems sind die vulkanischen Schiefer von EUGSTER (1951) als Chloritbiotitphyllite bezeichnet und der jetzt Gliems-Formation genannten Gesteinsabfolge zugerechnet worden. Die Mineralogie der Gesteine ist geprägt durch Quarz und Glimmer. Feldspäte, mehrheitlich Kalifeldspäte, treten zurück und sind retrograd durch Glimmerminerale ersetzt worden. Chlorit tritt nur akzessorisch auf.

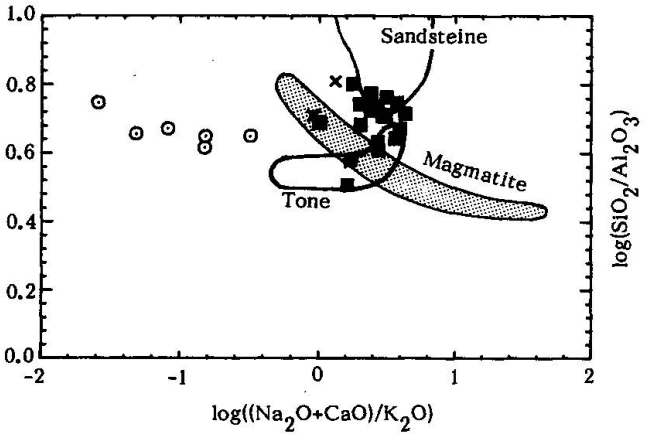

Abb. 3 Diagramm nach GARRELS und MACKENZIE (1971) mit den eingezeichneten Probenpunkten vulkanoklastischer Gesteine im Gebiet der Val Russein. Signaturen wie Abb. 4.

Die geochemischen Analysen von vulkanischen Tuffen vom Sandpass sowie von tektonisch überprägten Vulkaniten zeigen keine wesentlichen Unterschiede (Tab. 1). Es handelt sich durchwegs um Gesteine mit rhyolithischem Chemismus. Im Diagramm von Garrels und Mackenzie (Abb. 3) zeigt sich, dass die Gesteine der Sandpass-Formation eine hydrothermale Umwandlung erlitten haben müssen: denn die Probenpunkte liegen ausserhalb des von den Autoren gezeichneten linken Diagrammrandes auf einer Trendlinie, welche sich ohne weiteres in den magmatischen Trend verschieben lässt. Im Diagramm nach de La Roche (Abb. 4) kann der Verschiebungsbetrag abgelesen werden. Es folgt, dass eine Abnahme von 3 bis 3,5 Gew-% Na_2O stattgefunden hat. Wenn von einer entsprechenden Zufuhr von K_2O ausgegangen wird, kommen in den untersuchten Diagrammen die Probenpunkte ins Vulkanitfeld zu liegen.

Die hydrothermale Umwandlung - Kaliumzufuhr und Natriumverlust - wird, da sie auf den Grenzbereich Aarmassiv-Parautochthon beschränkt ist, mit der Deformation der Gesteine in Zusammenhang gebracht. Ein solcher Zusammenhang wurde von MARQUER et al. (1985) nachgewiesen: im zentralen Aarmas-

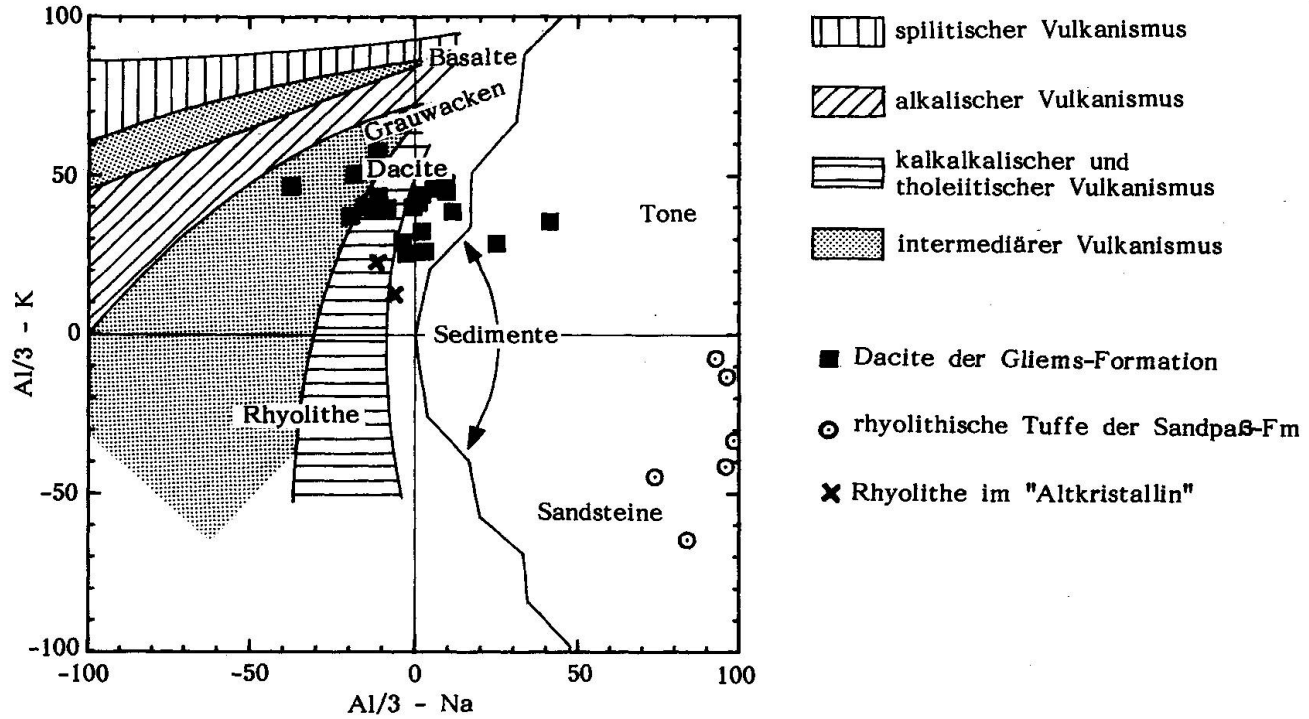

Abb. 4 Diagramm nach DE LA ROCHE (1972) mit den Probenpunkten vulkanoklastischer Gesteine aus dem östlichen Aarmassiv.

siv werden mit zunehmender Deformation in Bewegungszonen Kalium und Magnesium zugeführt, während Natrium und Calcium abnehmen. In der Sandpass-Formation muss die hydrothermale Umwandlung, da sie gleichzeitig mit der mylonitischen bis kataklastischen Deformation stattfand, während der spätalpinen Deckenüberschiebung, genauer der Bewegung des mesozoischen Sedimentmantels auf dem Kristallin, einhergegangen sein.

Zusammenfassende Betrachtungen

Die Geologie des untersuchten Bereiches der Val Russein lässt sich an Hand der Entwicklungsgeschichte zusammenfassen. Diese soll hier mit der Theorie der Entstehung von vulkanoklastischen Gesteinen ergänzt werden.

Das Grundgebirge («Altkristallin») ist prävariszisch gebildet worden. In voroberkarboner Zeit kamen die Gesteine der Gliems-Formation zur Ablagerung. Einerseits treten darin Festlandsedimente auf – das Aarmassiv befand sich im Bereich der alemannischen Insel. Andererseits kommen vulkanoklastische Gesteine mit rhythmischen Abfolgen von Schlammstromablagerungen und ignimbritischen Tuffen vor. Die Vulkanoklastite scheinen während mehreren Eruptionen entstanden zu sein: Die beginnende Eruptionstätigkeit führte wie bei rezenten Beispielen (Mt. St. Helens, 1980; Nevado del Ruis, 1985), unter der Bedingung, dass bedeutende Wassermengen vorhanden waren, zur Bildung eines Schlammstromes (Lahars), welcher schon bestehende kontinentale Ablagerungen reaktivierte und eine vulkanoklastische Konglomeratlage entstehen liess. Die Eruption selbst hatte eine Ablagerung von ignimbritischen Fliesseinheiten (vergleiche u.a. SCHMINCKE, 1986) zur Folge (Dacite, Bimsstein-Schlacken-Tuffe). Nach einer kurzen Abkühlungs- und Konsolidierungsphase konnte bei einer erneuten Eruption eine weitere Abfolge Konglomeratlage–Dacit–Tuff entstehen. Die eruptierten Dacite wurden immer basischer, was als Folge der Entleerung einer einzelnen differenzierten Magenkammer zu verstehen ist.

Die voroberkarbonen Gesteine (der Gliems-Formation) wurden während der variszischen Hauptphase verfaltet und grünschiefer- bis höchstens amphibolitfaziell metamorphosiert.

Anschliessend entstanden die Gesteine der Bifertengrätli-Formation; sie haben die erwähnte Deformationsphase nicht miterlebt. Dagegen führte eine spätvariszische Phase, die

verschiedenenorts im Aarmassiv durch Bruchbildung geprägt ist, zur Versenkung der schon verfalteten Gliems-Formation ins Grundgebirge (entlang der tektonischen Linie Frisal-Gliems-Cavardiras). Zu dieser Zeit scheinen sich auch die aktinolithischen Amphibole gebildet zu haben. Möglicherweise drangen gleichzeitig und in Zusammenhang mit der erwähnten Bruchbildung granitoide Gesteine ins Aarmassiv ein; zu ihnen gehören die dem Zentralen Aaregranit verwandten Granodioritzüge am Cuolm Tgietschen und in der Val Cavardiras.

In der Folge wurde das Aarmassiv peneplainisiert. In permischer Zeit (?) kamen im Gefolge einer neuen Phase vulkanischer Aktivität die diskordant auf dem Aarmassiv liegenden rhyolithischen Tuffe der Sandpass-Formation zur Ablagerung (woraus sich eine Analogie zum von HEIM 1891 erwähnten Verrucano ergibt). Dann entstanden die mesozoischen Sedimente. In alpiner Zeit wurden verschiedene Störungszonen reaktiviert und entlang Schwächezonen neue Mylonitzonen angelegt. Es fand eine schwache Verschieferung und eine sehr niedriggradige Metamorphose statt. Während der helvetischen Deckenüberschiebung erfolgte auch die mylonitische bis kataklastische Überprägung der Sandpass-Formation, mit der ein hydrothermaler Na-K-Austausch einherging.

Verdankungen

Die Lizentiatsarbeit, die dem vorliegenden Artikel zugrunde liegt, ist unter der Leitung von Prof. Tj. Peters am Mineralogisch-Petrographischen Institut in Bern entstanden. Für Anregungen, Diskussionen und Korrekturen, die zum Gelingen beigetragen haben, danke ich Prof. Peters, F. Schenker, St. Burley, Ch. Bläuer sowie den Gutachtern.

Literaturverzeichnis

BÖHM, CH. (1986): Petrographische Untersuchungen im Gebiet Val Gliems-Val Russein, Graubünden. Unpubl. Liz. Univ. Bern.

EUGSTER, H.P. (1951): Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Val Russein (Aarmassiv-Ostende). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 31, 1-131.

FRANKS, G.D. (1968a): A Study of Upper Paleozoic Sediments and Volcanics in the Northern Part of the Eastern Aar Massif. Eclogae geol. Helv. 61/1, 49-140.

FRANKS, G.D. (1968b): The pre-Westphalian (Hercynian) Metamorphism and Structures of the Tödi Area (Aar-Massif). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 48, 667-694.

GARRELS, R.M. and MACKENZIE, F.T. (1971): Evolution of Sedimentary Rocks. W.W. Norton & Company, New York.

GARY, M., MCAFEE, JR., R. and WOLF, C.L. (1973): Glossary of Geology. American Geological Institute, Washington D.C.

HEIM, ALB. (1878): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel.

HEIM, ALB. (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. geol. Karte Schweiz, 25.

LA ROCHE, H. DE (1972): Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. Sci. de la Terre, 17/1-2, 31-46.

MARQUER, D., GAPAIS, D. et CAPDEVILA, R. (1985): Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en faciès schistes verts (Massif de l'Aar, Alpes Centrales). Bull. Minéral. 108, 209-221.

SCHENKER, F. (1987): Hinweise für kompressive Tektonik während der Ablagerung von oberpaläozoischen Sedimenten und Vulkaniten im Aarmassiv. Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing., 54, 124, 45-57.

SCHMINCKE, H.-U. (1986): Vulkanismus. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.

WEBER, F. (1924): Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes: Ostende des Aarmassivs und der Wurzelregion der helvetischen Decken, 1:50000. Beitr. geol. Karte Schweiz, Spez. Karte Nr. 100A/B.

Manuskript eingegangen 16. Dezember 1986; überarbeitetes Manuskript angenommen 20. Mai 1988.