

Zeitschrift: Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Graubünden
Band: 116 (2010)

Artikel: Moränen im Unterengadin und im obersten Vinschgau erlauben das Nachzeichnen der jüngeren Landschaftsgeschichte und geben Hinweise auf mögliche Naturkatastrophen
Autor: Handtke, René
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-594970>

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: 07.01.2026

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

Moränen im Unterengadin und im obersten Vinschgau erlauben das Nachzeichnen der jüngeren Landschaftsgeschichte und geben Hinweise auf mögliche Naturkatastrophen

von René Hantke

Adresse:
Glärnischstrasse 3
8712 Stäfa

Zusammenfassung

Beim Zurückschmelzen der Eisströme zeichnen sich im Unterengadin und Münstertal, im benachbarten Ober-Inntal und im Vinschgau analoge Gletscherstände ab wie in Mittelbünden. Dabei nahmen einige Gletscher bereits beim Vorstoss mindestens in der letzten Kaltzeit eine analoge Position ein, so dass ein Halt auch beim Abschmelzen vorgezeichnet war.

Eisüberprägungen und Mittelmoränen-Ansätze verraten Eishöhen, so dass sich diese zu Randlagen verbinden lassen und ein Bild der vergletscherten Gebiete zu bestimmten Zeiten erlauben. In den Hochglazialen verlor der Inn-Gletscher im Unterengadin Eis an den Adda- und an den Etsch-Gletscher. Erst im mittleren Spätglazial folgte er mit seinen Zuschüssen wieder den vorgegebenen Talläufen. Von diesen änderte der Rojenbach seinen Lauf wohl schon seit dem frühen Eiszeitalter nachhaltig, indem er sich wegen einer persistenten Mittelmoräne nicht mehr dem Stiller Bach und damit dem Inn, sondern der obersten Etsch zuwandte.

Sodann wird auf das hohe Gefahrenpotenzial von in die Talsohle niederbrechenden alpinen Mittelmoränen hingewiesen. Gefahren drohen von Stauterrassen mit Lockergesteinsgut, der Bildung von Stauseen hinter niedergebrochenen Schuttrie-

geln und ihrer Ausbrüche mit partieller Überschüttung oft längst für inaktiv gehaltener Schuttfächer. Solche können sich bei anhaltenden Starkniederschlägen wieder aktivieren und für alpine Siedlungen eine nicht zu unterschätzende potenzielle Gefahr darstellen.

Schlagworte: Gefahrenpotenzial, Landschaftsgeschichte, Mittelmoränen, Ortler, Reschen, Schuttfächer, Unterengadin, Vinschgau

Summary

With retreating ice flows, similar historic glacier positions are becoming apparent in the Lower Engadin and Münster valley, in the neighbouring Upper Inn valley and the Vinschgau, to those in central Graubünden. Some glaciers occupied a similar position even as they advanced, at least during the last Ice Age, so that was where they would stop as they melted away.

Layers of ice cover and medial moraine deposits reveal the depth of the ice, so these can be combined in marginal locations, enabling a picture to be obtained of the extent of glaciation at particular times. During High Glacial periods, the Inn Glacier in the Lower Engadin lost ice to the Adda and Etsch

Glaciers. Only in the middle of the Late Glacial period did it and its tributaries again follow their previous routes down the valley. Of these, the Rojenbach probably changed its course permanently from the early Ice Age onwards, in that, on account of a persistent medial moraine, it could no longer move towards the Stiller Bach and into the Inn, but instead turned towards the upper Etsch.

Attention is therefore drawn to the high potential risk posed by alpine medial moraines collapsing into the valley floor. The danger comes from ridges of loose rubble, from ribbon lakes forming behind collapsed walls of scree and from these flowing out, carrying debris which would cover parts of alluvial fans that had long been held to be inactive. In conditions of continuous heavy rain, these can become active again and pose a threat to alpine settlements that should not be underestimated.

Keywords: debris cones, history of the landscape, medium moraine, Ortler, potential danger, Reschen, Lower Engadin, Vinschgau

Einleitung

Mittelmoränen waren im Unterengadin, im Münstertal und im oberen Vinschgau seit PENCK & BRÜCKNER (1901–1909) über ein Jahrhundert kaum ein Thema. Noch in HANTKE (1983) wurden Mittelmoränen stiefmütterlich behandelt. Nach neueren Erkenntnissen kommt ihnen jedoch grosse Bedeutung zu. Mit ihren Ansätzen lassen sich Eisoberflächen und mit Endaufschüttungen Abschmelzstadien rekonstruieren.

Bernina- und Ortler-Gebiet mit Höhen um 4050 bzw. 3900 m haben in allen Kaltzeiten Vereisungszentren gebildet, die mit ihren von Firnfeldern umgebenen Gipfeln meist noch mehrere hundert Meter über die Eisoberfläche emporgeragt haben. So bestanden genügend steile Gebiete, um Gesteinschutt auf das Eis zu liefern. Dieser liess beim Zusammenfluss zweier Gletscher Mittelmoränen entstehen, wie dies bei rezenten Gletschern zu beobachten ist. Wohl verschwanden Gesteinssplitter im Bergschrund; feinere gelangten mit Schmelzwässern durch Spalten auf den Gletscherboden und wurden zu Bestandteilen der Grundmoräne. Die Hauptschuttmenge jedoch wurde *auf* der Eisoberfläche als Fliessband zur Zunge verfrachtet.

Jeder Gletscher mit n Firnfeldern lieferte $n-1$ Mittelmoränen. Dadurch erhielten sie doppeltes Schuttvolumen wie die primären Ufermoränen. Mittelmoränen hielten oft bis zum Zungenende als Stränge durch. Vielfach glitten sie dabei seitwärts auf dem Eis ab und wurden zu sekundären Ufermoränen oder haben sich zu Obermoräne vereinigt. So kommt ihnen als Schuttlieferant für die Schotterfluren Bedeutung zu, umso mehr, als die Verfrachtung von Inn-Erratikern über die Pässe ins bayerische Alpenvorland als Grundmoräne kaum verständlich ist. Ebenso stösst die Vorstellung einer bedeutenden glazialen Ausräumung ohne tektonische Anlage auf erhebliche Probleme. So bieten *Mittelmoränen* und ihre Vereinigung zu Obermoräne die Möglichkeit, auch Fragen zum Abtrag realistischer anzugehen. Die riesigen Ablagerungen im Schweizer Mittelland sind aus den Alpen nicht durch Eis oder dessen Schmelzwässer ausgeräumt worden; die Alpentäler wurden schon bei der Platznahme der Decken vor gut fünf Mio. Jahren tektonisch angelegt, existierten also schon vor dem Eiszeitalter. In Kühl- und Kaltzeiten waren sie mit Eis gefüllt, das im Spätglazial abschmolz, so dass die Täler noch nahezu ihre alte Form zeigen. Durch Frost und Wegtransport des abgesprengten Gesteinsgutes sind sie breiter, aber kaum tiefer geworden. Dabei hat sich gezeigt, dass die einzelnen

Wiedervorstösse während des generellen Zurückschmelzens der letzteiszeitlichen Gletscher im Unterengadin, im Münstertal und im Vinschgau wie in den Ostalpen den von PENCK & BRÜCKNER (1901–1909) eingeführten, um Innsbruck von HEUBERGER (1974) ergänzten Ständen und in Mittelbünden zusätzlich festgestellten Clavadel-Stand (MAISCH, 1981, 1982) zugeordnet werden können (Karte 1).

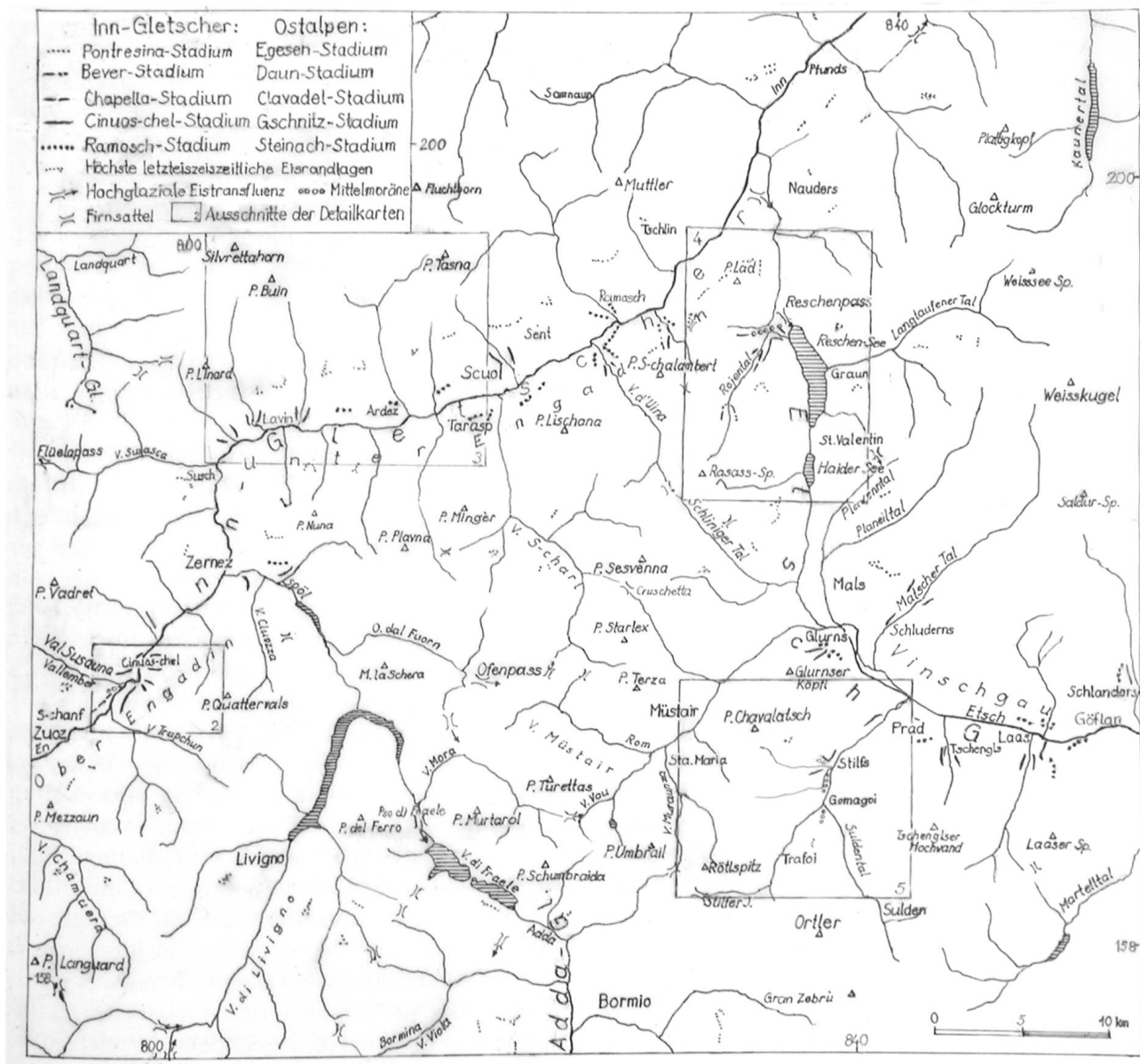
Neben Moränen existierten in SE-Bünden viele Blockgletscher. Dabei fragt sich, wie sich das rezente Schuttgleiten auf feuchter Unterlage bei spätletzteiszeitlichen Ständen ausgewirkt hat.

Im Engadin wurde versucht, die zum Wiedervorstoss von Cinuos-chel gehörenden Moränen in den einzelnen Tälern zu erfassen, um zu einem Vergle-

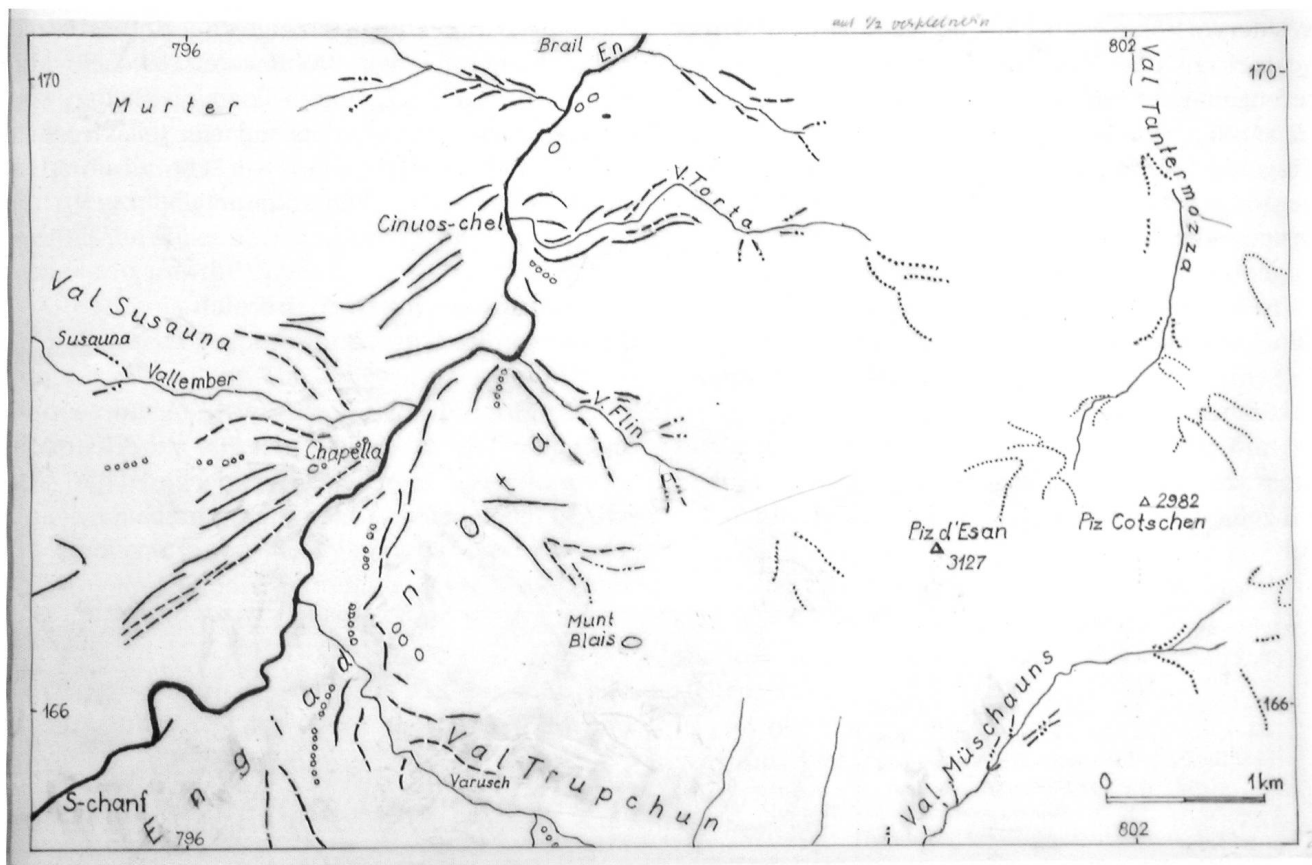
schungsbild der Region zu gelangen. Dies umso mehr, als die Lagen von Carolina–Cinuos-chel wahrscheinlich bereits bei einem letzteiszeitlichen Vorstoss eingenommen worden sind. Nur so lassen sich die gewaltigen Mächtigkeiten von Schottermoränen in den tieferen Bereichen erklären.

Mittelmoränen im Grenzbereich Oberengadin–Unterengadin

Am Murtiröl wurden zwischen Inn- und Chaschauna-Gletscher auf gut 2500 m höchste Mittelmoränen-Ansätze abgelagert; ebenso hat sich zwischen den beiden Lieferanten, Chaschauna- und



Karte 1: Übersicht des untersuchten Areals mit den einzelnen Teilarealen.



Karte 2: Moränen im Gebiet zwischen Ober- und Unterengadin.

Trupchun-Gletscher ab 2200 m eine Mittelmoräne gebildet (HEGWEIN, 1934K). Auch zwischen Vaüglia- und Chaschanella-Gletscher sowie zwischen diesem und dem Chaschauna-Gletscher setzen Ansätze recht hoch ein. Die Gipfel ragten zwischen Val Chamuera und V. Chaschauna stets deutlich über die jeweilige Eisoberfläche empor, so dass diese Schutt liefern konnten. Zwischen Trupchun- und Inn-Gletscher zeichnet sich im untersten God dal Guogn eine Mittelmoräne ab (Karte 2). Eine jüngere stirnnahe Moräne eines Trupchun-Gletschers zielt von P. 1677 gegen Spinatsch und markiert dort das Zungenende. Mittelmoränen haben sich ebenfalls zwischen Vaüglia- und Chaschauna-Gletscher sowie zwischen Chansels- und Trupchun-Gletscher gebildet. Auch zeichnen sich welche zwischen Müschauns- und Trupchun-Gletscher und im God Trupchun zwischen diesem und Eis vom Chaschauna-Grat mit P. 2905.6 und P. 2857 ab.

In der Quattervals-Gruppe konnte SOMM (1965) Ablagerungen des Inn-Gletschers bis auf 2300 m feststellen. In der Val Torta, am Inn bei Cinuos-chel und am Ausgang der V. Trupchun sind Schotter und Moränengut sekundär verfestigt (Schotter von S-chanf; HEIERLI, 1955). SOMM erkannte auf der lin-

ken Talseite am Ausgang der V. Mela (ESE von Brail) vor der Schluchtbildung des Inn einen alten Bachschuttkegel.

Von P. 1719 an setzt eine stirnnahe Ufermoräne des Vallember-Gletschers ein. Sie deutet auf ein Zungenende am Talausgang hin. Durch die Val Flin stiess eine Zunge bis an den Inn vor; dagegen vermochte die durch die V. da Botta d'Flöder von 2700 m abgestiegene Zunge den Talausgang nicht mehr zu erreichen. Ihre Stirn- moräne dürfte einen See gestaut haben, dessen Ausbruch einen Schuttfächer geschüttet hat.

Unterhalb S-chanf lösen sich Mittelmoränen zwischen Inn- und Vallember-Gletscher aus der Val Susauna auf gut 2200 m (HEIERLI, in BEARTH et al., 1987K), weitere im God Fullun, auf 1800 m. Auf der NE-Seite der V. Susauna setzt sich eine Mittelmoräne von P. 1680 über Tulait gegen Cinuos-chel fort. Während die äusseren Wälle das Gschnitz-Stadium der Ostalpen belegen, dürften die inneren dem Clavadel-Stadium MAISCHS entsprechen (Abb. 1).

Im Our a God haben sich tief liegende, sanft abfallende Moränen ausgebildet, die sich über Ravuntsche-Culs gegen die Mündung des Vallember in den Inn verfolgen lassen. Sie sind als auf



Abb. 1: Mittelmoräne zwischen Susauna- und Inn-Gletscher bei Chapella zwischen S-chanf und Cinuos-chel. (Foto R. Hantke).

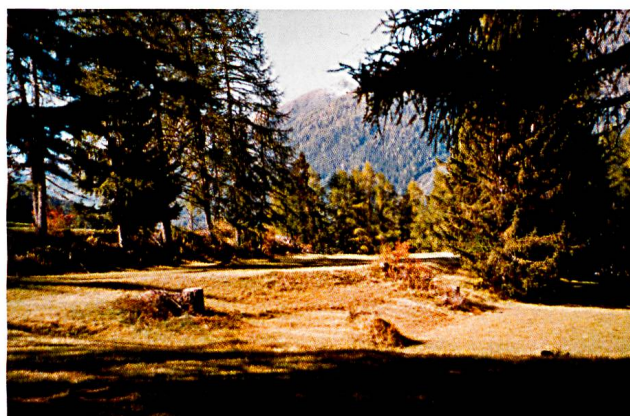


Abb. 2: Die linksseitige stirnnahe Ufermoräne des Spöl-Gletschers von La Gianzana SE von Zernez. Im Vordergrund Ackerterrassen. (Foto R. Hantke).

Grund gelaufene Mittelmoränen zu deuten. Auf der rechten Talseite, im God Plaun Flin, zeichnet sich ein talparalleler Strang ab.

Wallreste fallen gegen Prazet ab und deuten auf ein Zungenende bei Carolina hin.

In der Innschlucht zwischen S-chanf und Cinuos-chel sind verkittete Schotter aufgeschlossen, die als Vorstossschotter des Carolina/Cinuos-chel-Stadiums des Inn-Gletschers (= Gschnitz-Stadium der Ostalpen) gedeutet worden sind (HANTKE, 1983). Da sie sich bis in die vordere Val Trupchun verfolgen lassen und von Moräne bedeckt werden, ergibt sich daraus ein Mass für den spätglazialen Wiedervorstoss. Dies mag für die nur wenige Meter mächtigen Schotter in der vorderen V. Trupchun zutreffen; doch die über 20 m verkitteten Schotter in der Innschlucht unterhalb von S-chanf sind kaum nur spätglazial.

Mittelmoränen im Unterengadin

Zwischen Inn- und Cluozza-Gletscher setzt um 2250 m eine Mittelmoräne ein; sie lässt sich mit Unterbrüchen gegen ihre Mündung in den Spöl verfolgen. Dort haben BOESCH et al. (1948K) und DÖSSEGER et al. (1987K) Moränen ebenfalls von La Gianzana Selva gegen den untersten Spöl gezeichnet (Abb. 2). In Falcun Dadoura (1716 m) bildete sich noch im mittleren Spätglazial eine Mittelmoräne zwischen Cluozza- und Spöl-Gletscher.

Zwischen Brail und Zernez sind aus den Seitentälern Eiszungen erneut bis fast in die Talsohle des Inns vorgestossen, linksseitig aus der Val Barlasch und der V. Pülschezza, rechtsseitig aus der V. Verda und der V. Tantermozza.

Nach einem Zurückschmelzen der Gletscher ist der Spöl-Gletscher, dank Zuschüssen von Laschadura-, Barcli- und Cluozza-Gletscher, erneut bis Zernez vorgestossen. Dabei lag das Zungenende am Kirchhügel; vorgelagert sind, heute überbaute *nicht* «Höhere postglaziale» Schotter (SPAENHAUER, in BOESCH et al., 1948K). Linksseitig liegen stirnnahe, bis 1560 m belegte Moränen von La Gianzana. In der Selva NE von La Gianzana, haben sich mehrere Abschmelzstände eingestellt. Im ladinischen Kulturgebiet sind sie durch bäuerliche Aktivität in 50 cm bis 5 m hohe Ackerterrassen umgeprägt worden (Abb. 2).

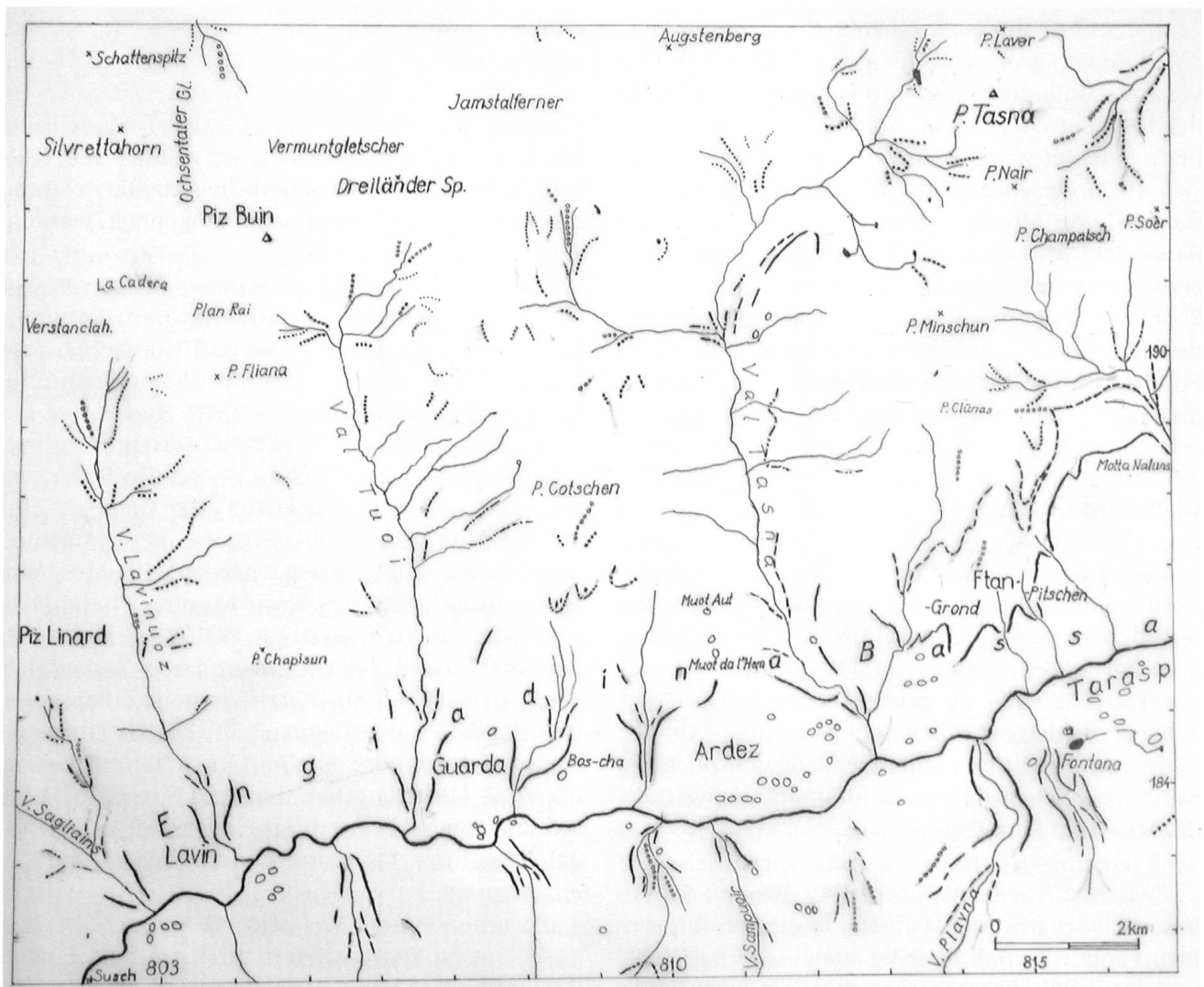
Im Bereich der Ofenpassstrasse fallen von Lockergestein gekrönte Rundhöcker auf: Muottas Champlösch, Ivraia, Taglieda und Muottas Champsech mit den Trockentälern der Champlösch und Champsech auf (HEGWEIN, 1934K; BOESCH et al., 1953K; DÖSSEGER et al., 1987K). Durch sie führte der alte Ofenpassweg. Schon BOESCH (in BOESCH et al., 1953) hat sie als Fortsetzung der Ofenpass-Einwalmung als tektonisch vorgezeichnet betrachtet und ihre Eintiefung gering eingestuft. Die Moränen auf Muottas Champlösch und Muottas Champsech sind nicht nur als spätglaziale Wälle, sondern – wie jene auf Ivraia auf 2162 m und von Taglieda (P. 2062) zu P. 1775 – als Mittelmoränen zu deuten. S des Pass dal Fuorn/Ofenpasshöhe lag das Eis in der letzten Kaltzeit über Jufplaun um 2500 m. DÖSSEGER et al. (1987K) geben dort und S der Alp Mora Moränen an. Auf Döss da las Plattas, Jufplaun, Döss dal Termel und Mots sind Rundhöcker bis 2443 m eisüberprägt.

Zwischen Piz dal Ras und Piz Spadlas SW von Susch setzen zwischen Inn- und aus dem Flüela-Gebiet mündendem Susasca-Gletscher höchste Mittelmoränen ebenfalls um 2500 m ein. Sie belegen

in den Hochglazialen eine bedeutende Eismächtigkeit, so dass Engadiner Eis über den 2149 m hohen Ofenpass durchs Münstertal zum Etsch-Gletscher geflossen ist, was Gletscherschliffe wenig W und Kristallinblöcke NE und E der Passhöhe belegen. Dieses Eis hat den Spöl-Gletscher zurückgestaut und ihn durch die Val del Gallo über den flachen Passo di Fraële (1952 m) zum Adda-Gletscher abgedrängt, ein Zustand, der wohl wiederholt nach dem späten Frühglazial und ab dem frühen Spätglazial zutraf. Nur im Früh- und im Spätglazial war der Spöl- dem Inn-Gletscher tributär. Damals reichte der Inn-Gletscher noch bis ins Unterengadin. Um Zernez, bei den Muottas, in der Clüs, und um Susch wurde wohl in allen Kaltzeiten bei entsprechenden Eisständen mündendes Spöl-Eis vom Inn-Gletscher an die rechte Talflanke gedrängt, so dass sich im von Störungen durchsetzten Fels zwischen den beiden Eismassen Rundhöcker gebildet haben.

Noch im mittleren Spätglazial ist zwischen Zernez und Susch der Sarsura-Gletscher mit der makanten Mittelmoräne von Crastatscha Sura zwischen dem Vadret da Sarsura und dem Arpschella-Gletscher bis an den Inn vorgestossen, was Stirn- und Seitenmoränen belegen (SPAENHAUER, in BOESCH et al., 1948K). Dadurch ist oberhalb, durch den Murfächer aus der Val Gondas eingeengt, ein See bis über Zernez gestaut worden. In dessen Alluvionen haben sich Spöl und Inn nach dem Durchbruch eingeschnitten (BOESCH et al., 1948K). Im nächst jüngeren Vorstoss des Sarsura-Gletschers, im Clavadel-Stadium, wurde der See nicht mehr gestaut.

Am SE-Grat des Piz Linard (3410,6 m) stellen sich am Sassauta höchste Überprägungen und Mittelmoränen zwischen Inn- und von NNW zugeflossenem Lavinuoz-Gletscher um 2500 m ein; tiefere liegen um 2360 m, noch tiefere um 2210 m. Am S-Grat des P. Chapisun (2931 m) reichen beide eben-



Karte 3: Moränen im Unterengadin zwischen Lavin, Piz Buin, P. Tasna und Tarasp.

falls auf 2500 m und hinterliessen Mittelmoränen zwischen Lavinuoz- und Inn-Gletscher sowie zwischen Inn- und Tuoi-Gletscher bis 2450 m. Im mittleren Spätglazial stiessen Tuoi-, Sagliains- und Lavinuoz-Gletscher erneut an den Talausgang vor (Karte 3). Dabei erschweren Sackungen und Rutschungen ein Verfolgen der Wälle und erschweren die Zuordnung.

Inn-abwärts liegen höchste Erratiker SE vom P. Cotschen (NNE von Guarda) auf 2550 m (SPAENHAUER et al., 1940K). Hochgelegene Mittelmoränen haben sich vom Muot Aul zum Muot da l'Hom von 2380 bis 2330 m gebildet, tiefere auf Plan Chamuera von 1850 bis 1800 m zwischen Inn- und von NNW mündendem Tasna-Eis. In einem späteren Stand wurde der Tasna-Gletscher bei Arsu ratscha, P. 1555.6, vom Inn-Gletscher gestaut, der NE von Ardez auf über 1600 m gereicht hat. E der Val Tasna setzen sich Mittelmoränen SW von Ftan in die Rücken des Paradies (Pra Lönch) und von Nügla, P. 1647.8, fort (WENK, in CADISCH et al., 1963K).

Um Motta Naluns N von Scuol/Schuls haben sich mehrfach Mittelmoränen zwischen Cluozza- und Inn-Gletscher gebildet, tiefste NNW von Scuol, auf 1500 m; SE des Piz Spadla (2912.4 m) reicht die höchste oberhalb Mot (P. 2259) bis 2300 m. ESE von Mot da Set Mezdis liegen welche auf 2050 m, auf 2020 m und oberhalb Plan Dartas auf 1950 m, zwischen Inn- und von NW mündendem Sinestra-Gletscher (CADISCH et al., 1963K). Dieser zeichnet sich durch ein Einzugsgebiet vom P. Spadla über P. Laver (2984 m)–P. Rots (3097.2 m)–Stammerspitz (3254.1 m)–P. Nair (2999 m) aus. Auf der linken Talseite finden sich höchste Moränen um P. 2387. U. GASSER (in CADISCH et al., 1963K) hat den flachen Gratbereich noch als Hangschutt kartiert. In der Val Sinestra haben sich NW und NNE von Zuort zwischen V. Laver und V. Chöglias sowie zwischen ihr und dem durch die V. Tiatscha abgestiegenen Zuschuss Mittelmoränen gebildet; CADISCH et al. (1963K) haben sie meist als «Moräne der Eiszeit», nicht aber als Wälle kartiert.

Auf der rechten Inn-Seite zeichnen sich unterhalb Susch zwischen Zuschüssen und Inn-Gletscher Mittelmoränen ab, so zwischen ihm und vom Macun-Hochgebiet zugeflossenem Zeznina-Gletscher auf Plan Mezdi auf 2230 m, bzw. 2050 m, zwischen Inn- und Nana-Gletscher um 2100 m, zwischen Inn- und Sursass-Gletscher sowie zwischen Inn- und Sampuoir-Gletscher aus den Talschlüssen P. Sursett–P. Nuna–Ils Cuogn und P. Laschadurella–P. Sampuoir–P. Plavna Dadaint auf Crap Putèr auf 2363 m, SE von Motta Jüda auf 2130 m und auf Mottana um

1980 m. Zwischen Plavna- und Laisch-Gletscher zeichnen sich auf 2005 m, zwischen ihm und Zuort-Gletscher auf Plan Frusch Mittelmoränen-Ansätze um 2010 m ab. Ebenso setzt NNW des P. Lavetscha ein Ansatz auf Sur Mottas um 2000 m und S von Avrona zwischen Inn- und Clemgia-Gletscher ein.

Die Gebiete E der Vallatscha gegen Lai Nair–Avrona und ENE der Clemgia-Schlucht, von San Jon bis Val Chazzett, zeichnen sich durch Rundhöcker aus. Während Sampuoir-, Plavna- und Clemgia-Gletscher im frühen mittleren Spätglazial, im Steinach-Stadium (nach Steinach am Brenner), dem Inn-Gletscher noch Zuschüsse lieferten, endeten beide später, im Gschnitz-Stadium, in unteren Talabschnitten der Zuort-Gletscher bei Fontana.

Östlich der Clemgia-Schlucht haben sich zwischen Lischana- und Triazza-Gletscher N von Mot Lischana auf 2180 m bzw. 1970 m steile Schuttgrate, lokale Mittelmoränen, ausgebildet. Auf 1840 m stellen sich höchste Granit- und Amphibolit-Erratiker ein (EUGSTER, in CADISCH et al., 1963K). Zwischen Inn- und Uina-Gletscher liegt auf La Foppa ein Ansatz auf 1923 m. N der Val d'Assa setzt eine gegen NE ansteigende Mittelmoräne gegen Chavradüra P. 1842 ein, weiter NE, auf Sassalm, eine bis 2000 m und NNE vom Piz Lad eine beim Dreiländerpunkt um 2180 m. Noch im mittleren Spätglazial stiessen gegen N orientierte Gletscher bis zum Inn vor. Im nächst älteren Rückschmelzhalt, im Steinach-Stadium, hat der Inn-Gletscher im Unterengadin unterhalb Scuol, vor Ramosch/Remüs, an der Mündung des Brancla-Gletschers aus der V. Sinestra, geendet. Dabei ist der Wall S von Sur En als Mittelmoräne zwischen Inn- und Uina-Gletscher zu deuten. Der Assa-Gletscher vom Piz S-chalambert Dadora und Dadaint (3031 m) sowie vom Grat Spi da Russenna–P. Russenna (2802.4 m) bei Resgia (2 km E von Ramosch) und der Gepatsch-Gletscher von der Weissseespitze (3518 m) aus dem Kaunertal bei Prutz, 20 km NE der Landesgrenze, sind erneut bis ins Inntal vorgestossen.

Inn-abwärts liegen Mittelmoränen-Ansätze auf Palavrain, bei Tschlin, auf Pra Grond, Pra d'Alp, Vadrain und Pra dal Cor zwischen Schergen- und Inn-Gletscher und NE der Landesgrenze im obersten Oberinntal. Neben Blöcken von penninischen Bündnerschiefern und unterostalpinen Sedimenten finden sich bei Tschlin grüne Tasna-Kristallinblöcke.



Abb. 3: Durch eine Mittelmoräne zwischen Rojen-Gletscher, Russenna-Eis und Inn/Etsch-Eis entwässerte der Rojenbach vor dem Durchbruch durch eine Fortsetzung des Rojentes gegen NNE zum Reschensee zum Inn-Gletscher. Blick von Reschen gegen die Kette Äusserer Nockenkopf–Piz Russenna–P. Lad. (Foto F. Stauffer).

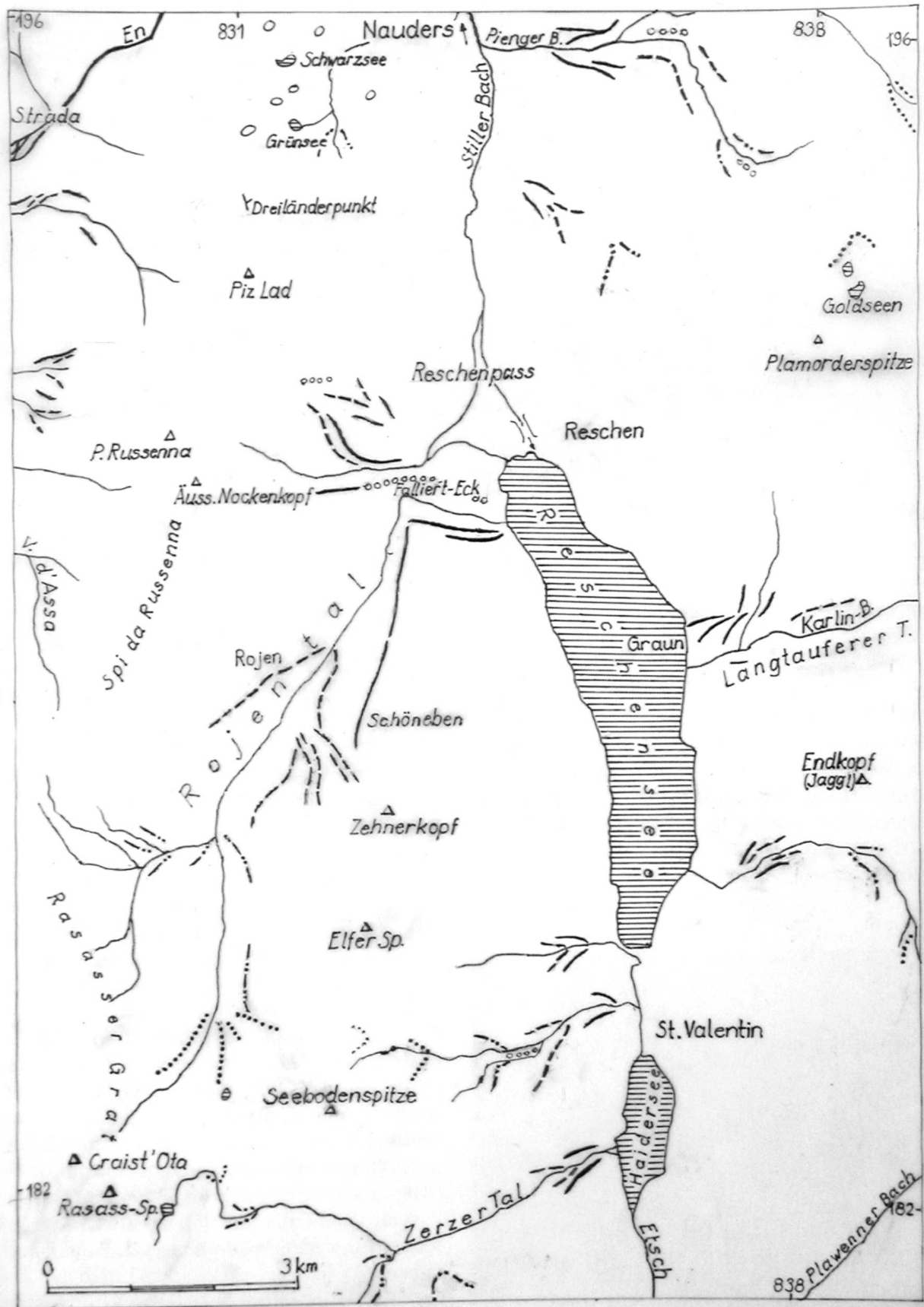
Die Talung Nauders–Reschenpass–Mals/Mälles

In den Hochglazialständen erfuhr der Inn-Gletscher bei Martina einen bedeutenden Eisverlust über die Norbertshöhe (1406 m) durch die Talung Nauders–Reschenpass/Passo di Rèsia (1510 m)–Reschensee–Haidersee – eine bedeutende Scherstörung – in den obersten Vinschgau/Val Venosta. Ursprünglich existierten drei Seen: ein noch kleinerer Reschensee wurde durch den Schuttfächer des Karlinbaches aus dem Langtauferer Tal von einem Mittleren See abgetrennt. Der Haidersee wird durch den Schuttfächer aus dem Plawenntal gestaut. In den Hochständen erhielt das Reschen-Eis Zuschüsse aus Valdafour-, Pienger- und Ganderbildtal, aus dem Langtauferer Tal von der Weisskugel (3738 m) und im obersten Vinschgau aus Rojen-, Zerzer- und Schliniger Tal/Valle di Slingia, von der Sesvenna mit Muntpitschen (3162 m) und aus dem Planeital, bevor er bei Glurns/Glorenza, Schluderns/Sluderno und Prad/Prato allo Stèlvio Zuschüsse aus der Val Müstair/Val Monastero, dem Matschtal/V. di Mázia, dem Trafoier Tal/Valle di Trafoi und dem Suldental/V. di Solda aufnahm.

Eisüberprägungen reichten um Nauders vom Selsköpfen (1646 m) über Klein- und Grossmutzkopf (1987 m) zur Dreiländerecke NE des Piz Lad. Die dazwischen gelegenen Senken des Tiefwald mit Schwarz- und Grünsee, Kreuz- und Schwefelmoos werden von Moränen eingenommen. Vom Tiefhof stieg noch im mittleren Spätglazial eine Eiszunge gegen die Talung Reschen–Nauders ab. N von Elferspitz und Zehnerkopf, um Schöneben bis 2300 m und in den Schaffbergen/Monti Pecore sind Berei-

che bis 2400 m rundhöckerartig überprägt. Höchste Mittelmoränen-Ansätze stellen sich S des Watles/Monte Vätles auf 2400 m ein, markantere auf 2260 m.

Eindrücklich sind die Moränen am Ausgang des Rojentes am NW-Ende des Reschensees (Karte 4). Noch im mittleren Spätglazial überschüttete der Rojen-Gletscher im Valliert-Eck (1750 m) eine Moräne, deren Geschichte wohl viel weiter zurückreicht. Im tektonisch vorgezeichneten, abgewinkelten Unterlauf des Rojenbaches, im verbauten Pitzerbach zum Reschensee, ist die lokal über 100 m hohe, teilweise gut aufgeschlossene Valliert-Eck-Moräne weit älter als gschnitzzeitlich. Der Rojenbach dürfte früher, mindestens prägschnitzzeitlich, noch zum Stiller Bach und über Nauders zum Inn entwässert haben. Auf tektonische Vorzeichnung weisen die benachbarten, parallel verlaufenden Unterläufe von Poflwiesen-, Faltelange- und Kalkwandhüttenbach hin. Die Höhendifferenz des Rojenbaches vom Knick zum Reschensee bis zum Stiller Bach beträgt nur wenige Meter auf 400 m Distanz, so dass der auf unregelmässig verlaufender Rundhöcker-Oberfläche von verfalteten Glimmerschiefern mit quarzitischen Linsen geschüttete Wall schon als Mittelmoräne zwischen Eis aus dem Kar Äusserer Nockenkopf–Piz Russenna–P. Nair und Rojen-Gletscher angelegt war. Daran war neben der Abschmelzphase schon beim entsprechenden Vorstoss über Norbertshöhe–Reschenpass transfluierendes Inn-Eis beteiligt. Höhe und Breite der Valliert-Eck-Moräne sind – verglichen mit entsprechenden Wällen – für eine gschnitzzeitliche Abschmelzmoräne trotz ihres Felskerns in Höhe und Breite viel zu mächtig (Abb. 3, Karte 4).



Karte 4: Die Moränen um den Piz Lad, im Rojental und im Gebiet Nauders-Reschenpass-Haidersee.



Abb. 4: Durch eine Mittelmoräne zwischen Rojen- und Inn/Etsch-Gletscher (rechts) verbarrikadiert findet der Rojenbach heute seinen Weg durch seinen tektonisch vorgezeichneten Unterlauf zum Reschensee. (Foto F. Stauffer).

Noch als der vorstossende und später wieder zurückschmelzende Inn-Gletscher einen Arm über Norbertshöhe–Reschenpass in den obersten Vinschgau entsandte, bildeten sich zwischen diesem, vom Piz Russenna (2802.3 m) zufließenden Eis und dem Rojen-Gletscher aus dem Talschluss vom Grenzkamm

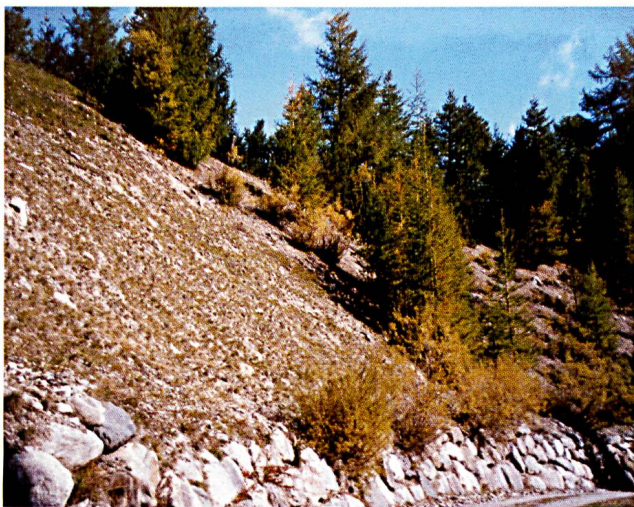


Abb. 5: Die Mittelmoräne des zwischen Rojen-Gletscher und vom Piz Russenna abgeflossenen Eis. (Foto R. Hantke).

Spi da Russenna–Rasasser Grat (2941 m), Mittelmoränen. An der E-Seite des P. Russenna setzt eine solche um 2260 m ein; sie war noch bis und nach dieser Eishöhe wirksam. Auch zwischen dem Zusschuss und dem Rojen-Gletscher setzt auf gleicher Höhe ein Wall ein (Abb. 4, 5). In einem noch höheren Eisstand dürfte das Eis am E-Grat des Äusseren Nockenkopf bis 2432 m gereicht haben. Das Erratiker-Gut besteht aus Ötz-Kristallin: Biotit- und Muskowit-Gneisen, Amphibolit – und hellen Kalken (Abb. 5).

Im mittleren Spätglazial, im Carolina/Cinuoschel (= Gschnitz-) Stadium, stiess SE von Nauders der Pienger-Gletscher fast, der Langtaufferer Gletscher im obersten Vinschgau gar bis in den Talgrund vor. Vergleichbare Vorstösse zeichnen sich beim Planeil- und Matscher Gletscher E, beim Zerzer- und Schliniger/Arunda-Gletscher W der oberen Etsch ab.

Mittelmoränen N des Ortler, im Trafoi- und Suldental, in der Val Müstair und der V. del Gallo

In den grössten Vergletscherungen ragten N des Ortler noch die höchsten Spitzen der Grate Rötls spitz/Punta Rosa–Piz Val Gronda und Korspitz–P. Costainas–P. Minschuns–P. Chavalatsch–Plaschweiler/M. Plagabella bis wenige hundert Meter über die Eisoberfläche empor. Über dem Stillferjoch/Giogo dello Stèlvio (2757 m) lag diese um 2900 m, sind doch Piz da las trais Linguas/Dreisprachenspitze (2843 m) und die Hochfläche mit P. 2880 m SW der Rötls spitz/Punta Rosa (3026 m) noch überprägt. Letztezeitliche Mittelmoränen setzen N von Plaschweiler auf 2430 m ein. Am Egger-Rücken/Dossi di Egger (2942 m) reichen höchste Überprägungen N der Hochleiten-Spitze/Punta Alta zwischen Trafoier und Suldental auf Zumpannell/Sumpignolo (2510 m). Auf dem Grat gegen die Konfluenz bei Gomagoi stellen sich Mittelmoränen ein. Eine tiefere Überprägung zeichnet sich im Suldental rechtsseitig auf Gaflauner Wiesen/Prato di Gaflaun um 2320 m ab. Taleinwärts, am S-Grat des Hinter Schöneck/Dossobello di dentro (3143 m), reichen solche von 2908 bis 2968 m, so dass die Eisoberfläche am Ortler noch in der letzten Kaltzeit um 3000 m, in der grössten gar noch darüber lag.

Noch im mittleren Spätglazial schüttete der Sulden-Gletscher – dank des hochgelegenen Einzugsgebietes – randliche Stirnmoränen oberhalb von Prad (911 m, Karte 5).



Abb. 6: Der stark zurückgeschmolzene Sulden-Ferner mit mächtigen Ufermoränen und Mittelmoräne. Im Hintergrund: Königspitz (3859 m)–M. Zebrù–Ortler (3905 m), von der Schaubachhütte aus. (Foto: F. Stauffer).

Ein nächster Stand zeichnet sich unterhalb Gomagoi durch die stirnnahe Seitenmoräne von Pedrus ab. Sulden- und Trafoi-Gletscher haben sich noch vereinigt. Nächste Endlagen sind bei Ausersulden/Solda di fuori angedeutet. Im ausgehenden Spätglazial stirnte der Sulden-Gletscher in zwei Staffeln unterhalb Stockhof, im letzten, vor 10 000 Jahren, in Innersulden/Solda di dentro, bei St. Gertraud/S. Geltrude auf 1830 m. Noch in der Kleinen Eiszeit (1560–1850) endete der mehrarmige Sulden-Ferner mit mächtigen Mittelmoränen am Absturz der Legerwand um 2100 m, während er heute unter einem Hauptdolomit-Schuttpanzer auf 2500 m zurückgeschmolzen ist (Abb. 6).

Im ausgehenden Spätglazial endeten die vereinigten Ortler-Gletscher NW des Ortler unterhalb Trafoi, um 1500 m, im letzten Spätglazial oberhalb Trafoi um 1580 m. In der Kleinen Eiszeit lagen die Zungenenden von Trafoier- und Unterem Ortler Ferner um 1900 m, heute sind sie ebenfalls auf 2500 m zurückgeschmolzen.

Im ausgehenden Spätglazial stiess der Muraunza-Gletscher vom Piz Umbrail und von der Punta Rosa in die Val Müstair/Val Monastero gegen Sta. Maria vor. Im frühen Spätglazial traf der Rom-Gletscher mit über den Reschenpass transfluiertem Inn-Eis auf den aus dem Langtaufferer Ferner sich formierenden Etsch-Gletscher und dem Rom-Gletscher mit über den Ofenpass geflossenem Inn-Eis zusammen. Bei Prad wurde der Etsch-Gletscher durch das aus dem Trafoi- und Suldental zugestossene Ortler-

Eis verstärkt. Damit wuchs der Etsch-Gletscher in den Hochglazialen mit Zuschüssen aus dem Vinschgau, mit Rienz- und Eisacktal und aus den Dolomiten zum mächtigsten Eisstrom der südlichen Ostalpen heran. Noch im spätglazialen Steinach-Stadium hat der Etsch-Gletscher mit dem Laaser Gletscher im Vinschgau unterhalb Laas geendet. Auch Schlandrauner-, Martell- und Schnals-Gletscher sind bis an die Talausgänge vorgestossen.

Nach der Mündung des Rom-Gletschers bei Glurns beginnt sich am Glurnserberg/Monte Glorenza (2401 m) auf 2320 m ein Wall zu lösen; auch



Abb. 7: Mittelmoräne zwischen Trafoi-Arm des Sulden-Gletschers und dem vom P. Minschuns (2934 m) zugeflossenen Platz/Mareccia-Gletscher. (Foto R. Hantke).

beim Avigna-Gletscher zwischen Müstair und Taufers/Tubre. Zwischen Rom- und Arunda-Gletscher aus dem tiefsten Seitenast des Schliniger Tales ver-raten E des Tellakopf/Cima di Tella (2527 m) Mittel-moränen-Ansätze Eishöhen um 2380 m, 2275 m, 2170 m und 1950 m.

Auf dem Grat vom Piz Turettas zu den Craps stel-len sich Mittelmoränen zwischen Rom- und Vau-Gletscher ein: oberhalb Juet (2255.3 m), bei P. 2043, am Spi da Vau von 2020 m bis 1960 m, von 1930 m bis 1900 m und vor den Craps um 1700 m.

Beim Lai da Chazforà S von Tschier hat schon SPITZ (in SPITZ & DYRENFURTH, 1915K) auf dem Grat Moräne angegeben, eine Mittelmoräne zwischen Rom- und von S mündendem Turettas-Eis. Unterhalb des Piz Umbrail (3033 m) folgt die Landesgren-ze einer persistenten Mittelmoräne von 2800 m bis 2640 m gegen die Passhöhe.

In der obersten Val del Gallo ist der Grenzgrat S der Cima del Serraglio (2685 m) unterhalb 2200 m gegen Cruschetta als persistente Mittelmoräne zu deuten. Diese bildete sich zwischen Mora-Firn und in der Valle di Fraéle von den Cime di Plator (2937 m) und der Kette Piz Mon'Ata (2937.7 m)–Murtaröl (3180.4 m) genährtem Adda-Firn. Dieser floss ei-nerseits als Adda-Gletscher über Bormio ins Veltlin, anderseits durch Val del Gallo–V. del Spöl zum Inn-Gletscher. SPITZ (in SPITZ & DYHRENFURTH, 1915K) er-kannte am SW-Grat der C. del Serraglio Lockerge-stein, das er als «Schotter (diluviale Nagelfluh)» kar-tiert hat. Ebenso sind die Schuttgräthen von P. 1920 und Grasso di Pra Grata mit P. 1908 in der untersten Valle Bruna und in der obersten V. del Gallo als auf Grund gelaufene Mittelmoräne von den Flanken des Monte del Ferro zugestossenem Eis zu deuten.

Zum Alter der Schuttfächer

Aus dem Verfolgen der Moränen ergeben sich Hinweise über das Alter der im Unterengadin und oberen Vinschgau bis über 1000 m Höhenmeter sich erstreckenden Schuttfächer. Diese sind bisher meist als spät- und postglazial betrachtet worden, können aber in ihrer Anlage weit älter sein; nur die letzte Überschüttung fällt ins letzte Spätglazial und in die Nacheiszeit.

Einer der eindrucklichsten alpinen Schuttfächer, die Malser Haide, aus der Umrahmung von Gross-horn–Mittageck (2908 m)–Steinmandlköpfe–Kofer-boden–Steinmandl beginnt auf Plawennalp um 1900 m und erstreckt sich aus dem Plawenntal/Val

di Piavenna über 10 km bis Glurns (908 m). Seine Oberfläche ist spätglazial; doch sein Ursprung und die Ausräumung des Einzugsgebietes reichen tief ins Quartär zurück.

Mittelmoränen und Schuttfächer als Gefahrenpotenzial

Neben mehr wissenschaftlichem Interesse kommt steilen seitlichen Schuttfächern mit bindigem Lockergesteinsinhalt sowie Moränen, besonders Mittel-moränen, leider auch ein hohes mögliches Gefah-renpotenzial zu. Dies kann durch partielles Niederbrechen in die Talsohle zu einem Aufstau des Tallaufes führen. Insbesondere hat die Studie ge-zeigt, dass derartige Ereignisse, vor allem von Lo-ckergestein, besonders von Mittelmoränen sich ge-bildeten, durch frühere Abbrüche aufgeschlossene Stauterrassen aus bindigem Lockergesteinsgut, ge-radezu vorprogrammiert sind. Es bedarf nur extremer Starkniederschläge, ein kräftiges «Jahrhundert-Hochwasser», wie sich solche in den letzten Jahr-zehnten mehrfach angebahnt haben und sich noch verstärken können, so dass Schuttmassen niederbrechen, den Tallauf verschütten und den Fluss zu einem See aufstauen. Bricht der See durch, ergies-sen sich Wasser und Lockergut als Mure talaus, überfluten die tieferen Bereiche des Schuttfächers mit einer neuen Schlamm- und Gerölllage.

Der Aufstau von Talgewässern durch niedergebrochene Schuttriigel und ihr Durchbruch haben sich in der Erdgeschichte oft wiederholt. Die Schutt-fächer an Talausgängen wurden erhöht, die Vegeta-tion hielt erneut Einzug, lieferte doch der Wald der Talhänge genügend Saatgut, um diese und die Schuttstromränder wieder zu bestocken. Solange die alpinen Täler erst dünn besiedelt waren, boten solche Ausbrüche, je nach Wasseranteil, kaum Pro-bleme; sie wurden als unabwendbare Naturereig-nisse hingenommen. Durch die immer intensivere Besiedlung auch entlegener Gebiete, vor allem durch Bauten an immer gefährdeten Standorten, fordern solche, an sich natürliche Vorgänge, inten-sivere Beachtung, so dass sich rechtzeitig Schutzvorkehrungen aufdrängen. Im Gegensatz zu Felsge-stein, können Lockergesteine weit weniger gut kontrolliert niedergesprengt werden, so dass sie vor allem bei Starkniederschlägen ein hohes Risiko dar-stellen.

Dank

Bei den Feldaufnahmen begleitete mich Fred Stauffer, Huttwil; ihm sei für seine Bereitschaft, das Überlassen beigefügter Fotos und das Mitlesen der Korrekturfahnen bestens gedankt.

Literatur und Karten

- BEARTH, P., HEIERLI, H., ROESLI, F., 1987. Blatt 1237 Albulapass. Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Bl. 81. Schweiz. geol. Komm.
- BEELER, F., 1977. Geomorphologische Untersuchungen am Spät- und Postglazial im Schweizerischen Nationalpark und im Berninapassgebiet (Südrätische Alpen). *Ergebn. wiss. Untersuch. Schweiz. Nationalpark* 15/77.
- BOESCH, H. H., 1937. Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpasshöhe und Val Laschadura (Graubünden). Diss. Univ. Zürich.
- BOESCH, H. H., CADISCH, J., HEGWEIN, W., SPAENHAUER, F., WENK, ED., 1948K, 1953; 2008K. Blatt 424 Zernez. Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Bl. 20, mit Erläuterungen. Schweiz. geol. Komm. Unveränderter Nachdruck. Swisstopo, Wabern.
- BURGA, C. A., 1987. Gletscher- und Vegetationsgeschichte der südrätischen Alpen seit der letzten Späteiszeit. *Denkschr. Schweiz. naturf. Ges.* 101.
- CADISCH, J., EUGSTER, H., WENK, ED., TORRICELLI, G., BURKARD, G. et al., 1963K. Blatt Scuol/Schuls-Tarasp mit Anhängsel von Blatt 149bis Resia. Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Bl. 44. Schweiz. geol. Komm.
- DÖSEGGGER, R. et al., 1987K. Geologische Karte des Schweizerischen Nationalparks 1:50 000. Geol. Spez.-Karte 122. Schweiz. geol. Komm. u. Komm. wiss. Erforsch. des Nationalparks.
- FURRER, G., 1990. 25 000 Jahre Gletschergeschichte. *Njbl. naturf. Ges. Zürich* (1991), Zürich.
- HANTKE, R., 1983. Eiszeitalter 3. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Ott, Thun.
- HANTKE, R., 2003a. Eiszeitliche Mittelmoränen in der Zentral- und Ostschweiz. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 52, 13–24.
- HANTKE, R., 2003b. Mittelmoränen in der Zentralschweiz und den westlichen Glarner Alpen. *Ber. schwyz. natf. Ges.* 14, 99–105.
- HEIERLI, H., 1955. Geologische Untersuchungen in der Albulazone zwischen Crap Alv und Cinuschel. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.* 101.
- HEGWEIN, W., 1934K. Geologische Karte der Quartalsgruppe im Schweizerischen Nationalpark, 1:25 000. Komm. Schweiz. naturf. Ges. wiss. Erforschung des Nationalparks.
- HEUBERGER, H., 1974. Alpine Quaternary glaciation. In: IVES, J. D. & BARRY, R. G. (Hrsg.), *Arctic and alpine environments*, London, S. 319–338.
- MAISCH, M., 1981. Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). *Phys. Geogr. Univ. Zürich* 3.
- MAISCH, M., (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geogr. Helv.* (1982)/2, 93–104
- PENCK, A., BRÜCKNER, E., 1901–1909. Die Alpen im Eiszeitalter, 1–3. Tauchnitz, Leipzig.
- SOMM, A., 1965. Zur Geologie der westlichen Quartals-Gruppe im schweizerischen Nationalpark (Graubünden). *Ergebn. wiss. Untersuch. im Schweiz. Nationalpark* 10/52.
- SPAENHAUER, F., BEARTH, P., CADISCH, J., WENK, ED., 1940K. Blatt 420 Ardez und Teile von Blatt 416 bis Gross Litzner. Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Bl. 14. Schweiz. geol. Komm.
- SPITZ, A., DYHRENFURTH, G., 1915, 1915K. Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanf und dem Stillferjoch. *Beitr. geol. Karte Schweiz N. F.* 44; Geologische Karte 1:50 000. Geol. Spez.-Karte 72. Schweiz. geol. Komm.