

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 46 (1953)
Heft: 1

Artikel: Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraéle (Graubünden)
Autor: Hess, Walter
Kapitel: IV: Der Bau der südlichen Engadiner Dolomiten
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-161693>

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: 24.01.2026

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

das Kristallin des Val da la Crappa und weiter im E auch die Umbraildecke und das Umbrailkristallin.

Die Gallolinie ist eine ausgesprochene Anschub- und Prallzone und ist dementsprechend wohl stark tektonisiert und zerrüttet, nicht aber von grösseren Gleitflächen durchzogen. Das Fehlen der letzteren mag wohl der Grund sein, weshalb die Bedeutung der schuttreichen und deshalb oft schwer auffindbaren Zerrüttungszone lange Zeit übersehen wurde.

Vierter Abschnitt

DER BAU DER SÜDLICHEN ENGADINER DOLOMITEN

DIE SCARLDECKE

Zur Fazies der Scarldecke

Das eigenwillige tektonische Verhalten der Scarldecke lässt ihre Einreihung in das alpine Deckengebäude als ein schwieriges Problem erscheinen, so dass sorgfältigen Faziesvergleichen auch heute noch eine hohe Bedeutung zukommt. Die Scarldecke weist eine Fazies auf, die zwischen der oberostalpinen und der unterostalpinen eine vermittelnde Stellung einnimmt, und kann somit prinzipiell immer noch sehr wohl in den Bereich der mittelostalpinen Decken eingereiht werden.

In den triadischen Ablagerungen der Scarldecke (Unterbau) lassen sich von SE gegen NW sehr beträchtliche fazielle Veränderungen feststellen, so dass man selbst für den relativ kleinen Bezirk der Scarldecke das Faziesprofil nicht mit einer einzigen Pauschalformel erfassen kann.

Im Perm und in der unteren Trias wird der S Faziesbezirk (P. Turettas) von der gewaltigen Verrucanoschüttung des Münstertales beherrscht, deren gegen 1000 m mächtiges Zentrum im Gebiete des P. d'Ora liegt. Von dort aus nimmt die Mächtigkeit rasch ab, erreicht im Scarltal noch ca. 200 m, weiter im N, etwa im unteren Val d'Uina oder in der Gruppe des P. S-chalambert-P. Ajüz, nur noch ca. 20–30 m (nach SCHILLER 1906, Profil III).

Die mittlere Trias ist umgekehrt im S wesentlich magerer und lückenhafter ausgebildet als im N. Am P. Turettas erreichen Anis und Ladin zusammen nur eine Gesamtmächtigkeit von 140–160 m und sind durch ausgeprägte Regressionsphasen (mittlere Rauhacke, wurmstichiger Dolomit) gekennzeichnet.

Im N steigt die Gesamtmächtigkeit von Anis + Ladin nach SCHILLER auf ca. 300 m und weist somit gegenüber dem S Bezirk eine Zunahme von ca. 100% auf. Auch ist die Schichtfolge mariner und vollständiger entwickelt (Partnachschichten), und die ladinischen Regressionsstufen fehlen.

Eigenartig berührt der Umstand, dass in der mittleren Trias die Zunahme der Mächtigkeit von S gegen N erfolgt, also gerade in der „verkehrten“ Richtung, denn im abgewinkelten Faziesprofil schliesst sich so die schwächere und lückenhafte Mittel-Trias der S Scarldecke an die mächtige Entwicklung in den oberostalpinen Decken (Lechtal, Ducan) an, während die mächtige Mittel-Trias des Nordendes sich an die schwächere Ortlerbasis anreihet. Zu ähnlichen Feststellungen gelangte auch BOESCH (1937, p. 50/51); vgl. auch R. STAUB 1937, p. 100. Man kann diese Merkwürdigkeit auf verschiedene Weise deuten, einmal als lokale Faziesdifferenz, welche die topographischen Verhältnisse, wie sie die untere Trias zurückliess, widerspiegelt: Die gewaltige Verrucanoschüttung des S wusste sich noch in der mittleren Trias als Hochzone mit neritischer und von Regressionen unterbrochener Sedimentation Geltung zu verschaffen, während der ausserhalb des

grossen Schuttfächers liegende N Faziesbezirk eine entsprechend bathyalere und vollständigere Ablagerungsfolge besitzt.

Man könnte aber auch an einen kleinen Teiltrog im Raume der nördlichen Scarldecke denken, der gegen S durch eine Schwellenzone vom oberostalpinen Sedimentationsraum abgegliedert wäre (vgl. R. STAUB 1937, p. 100).

In der oberen Trias scheinen die Faziesdifferenzen eher geringer zu sein. Doch fehlen leider bis heute detaillierte obertriadische Profile aus dem NW Faziesbezirk, so dass ein schlüssiger Vergleich unmöglich ist.

Neuerdings wurde mehrfach ausdrücklich auf die enge Verwandtschaft zwischen der Trias der Scarldecke und jener des Ducans hingewiesen. Nach BOESCH deuten die Ähnlichkeiten im Buntsandstein (Pflanzenquarzit), gewisse Anklänge an eine Dreiteilung des Ladin, die karnischen Sandsteine und Tuffe von Praspöl, sowie die relativ grosse Mächtigkeit der scarliden Mitteltrias auf enge verwandtschaftliche Beziehungen zwischen Scarldecke und Ducan hin. In diesem Zusammenhang wäre auch an das oberkarnische Profil des P. Dössradond (p. 74/75) zu erinnern, das weitgehende Übereinstimmungen mit der entsprechenden Stufe des Ducan aufweist (EUGSTER 1923, p. 35).

Doch sind diese Vergleiche einseitig, denn es wäre auf der anderen Seite auch auf die ebenso eindrucklichen Beziehungen zur Ortlerbasis und auf die beträchtlichen Unterschiede zwischen Scarldecke und Ducan aufmerksam zu machen. So tritt nach ROESLI (1927, p. 18) der kohlenschmitzchenführende Pflanzenquarzit ob Alp Chaschauna auch an der Ortlerbasis auf. Ebenso sind die Mächtigkeitsunterschiede zwischen der meist übrigens auch tektonisch reduzierten Ortlerbasis und der S Scarldecke nicht so gewaltig, wie dies vielfach angenommen wird. Nach KAPPELER (1938, Taf. 1) beträgt die Gesamtmächtigkeit Anis + Ladin an der Ortlerbasis 80–110 m und nimmt somit bis zum P. Turettas nur um etwa 50–75% zu, also um einen Betrag, der geringer ist als die Mächtigkeitsschwankungen, welche innerhalb der Scarldecke selber zu beobachten sind. Auch die Dreiteilung der ladinischen Stufe, die BOESCH im Ofengebiet nachzuweisen sucht, dürfte mindestens in den E Gebieten der Scarldecke nurmehr von symbolischer Bedeutung sein. Äquivalente des Arlbergkalkes, der Mittelladin-Gruppe, der Prosantoschichten fehlen in der Scarldecke. Schliesslich bestehen auch zwischen dem Kristallin der Scarldecke und jenem der Silvretta bedeutende Unterschiede, auf welche schon R. STAUB (1937, p. 25) aufmerksam machte und welche durch die vorliegende Untersuchung bestätigt werden.

Die Summe, die sich aus diesen widerspruchsvollen Fakten ziehen lässt, besteht in der erneuten Feststellung, dass die Scarler Trias faziell eine Mittelstellung zwischen der Ducan- und Lechtaler Trias einerseits und der Trias der Ortlerbasis und der Casannazone andererseits einnimmt. Genaueren Angaben haftet heute noch eine grosse Unsicherheit an, welche durch die grossen Schwankungen der Fazies innerhalb der Scarldecke selber und durch den verkehrten Sinn dieser Veränderungen bedingt wird. Es ist schliesslich auch darauf hinzuweisen, dass im einzelnen eben die Sedimentation während der ganzen Triaszeit bis hinauf ins Rhät noch nicht von den wirklich alpinen Embryonalbewegungen beeinflusst und geregelt worden ist, sondern nur von sehr unregelmässigen Senkungsvorgängen innerhalb des alpinen Raumes beeinflusst und bestimmt wurde (vgl. R. STAUB 1937, p. 83).

Der Innenbau der Scarldecke

In der Scarldecke lassen sich drei verschiedene Stockwerke unterscheiden: ein Unterbau, ein Mittelbau und ein Oberbau (vgl. R. STAUB 1937, p. 16).

Der Unterbau der Scarldecke umfasst die grosse Kristallin-Verrucano-Masse des Münstertales und des Scarltales, sowie die dazugehörige normale mesozoische Sedimentbedeckung. Dieser mächtige Deckensockel gliedert sich in einzelne Hochzonen, Kuppeln und Mulden. So schliessen sich von S gegen N aneinander:

I. Die Münstertaler Verrucanokuppel, welche sich gegen W in die kuppelartige, aber von Brüchen stark zerhackte und gegen N emporgetriebene Hochzone des Munt Buffalora und des Munt la Schera fortsetzt (BOESCH 1938). Diese Hochzone löst sich auf Juf plaun seitlich von der Münstertaler Verrucanokuppel ab und wird durch eine einseitig gebaute, kleine Mulde, die Raiblermulde von Döss dal Termel, von ihr getrennt.

II. Die Ofenpasseinwalmung (SPITZ), eine schon von SPITZ (1914, p. 109) beschriebene Muldenzone, welche als tektonische Uranlage des Ofenpasses und des oberen Münstertales gelten kann.

III. Die Hochzone von S-charl, die in sich abermals komplex gebaut ist und sich von der Region um S-charl wahrscheinlich bis in den Nordteil des Chavalatschkammes hinein fortsetzt. Am Mot dal Gajer und am P. Plazer im Sesvennastock wird die Hochzone durch 2–3 im Umbrailsinne streichende Verrucanokeile noch weiter aufgeschlitzt.

IV. Längs der Schliniglinie sinkt die Scarldecke unter die Kristallinmasse des Eiferspitzes und des Rojentalles, eines Seitentalles W der Reschen-Scheideck, ein, scheint sich aber, wie das Fenster im Rojental andeutet, unter dem Kristallin der Ötzdecke noch weiter gegen N fortzusetzen. Auf Grund von gewissen faziellen Kriterien scheint mir heute auch die Frage diskutabel, ob nicht auch die Triasinsel des Jaggl östlich der Malserheide und die Masse des Plawenner Kristallins (vgl. HAMMER 1909) südlich des Jaggl noch Teile der Scarldecke sind, die hier als Fenster innerhalb der Ötzmasse noch einmal zum Vorschein käme.

Die triadische Sedimenthülle des Unterbaues ist vor allem noch im NW (Val Sesvenna, Val Tavrü) und längs des S-Randes von Praspöl bis Punt Teal an der Umbrailstrasse erhalten geblieben, während sie im SE und E meist über dem Verrucano oder direkt über dem Kristallin abgeschürft worden ist und als Teile des Mittel- oder Oberbaues nach NW verfrachtet wurde (vgl. INHELDER 1952).

Der Mittelbau der Scarldecke setzt sich aus den quasi „parautochthonen“, von ihrer kristallinen Unterlage zwar abgelöst, aber höchstens um wenige Kilometer verschobenen Gliedern der Scarldecke zusammen. Seine einzelnen Schuppen- und Faltenelemente bestehen fast ausschliesslich aus mitteltriadischen Sedimenten (Buntsandstein bis Raibler) und sitzen dem Unterbau diskordant auf. Der Mittelbau ist vor allem N der Ofenstrasse verbreitet, am P. Terza (NNW Sta. Maria) und in der Starlex- und Astrasgruppe, wo ihr komplizierter Innenbau neuerdings von INHELDER detailliert untersucht worden ist. S der Ofenstrasse wären etwa die höheren Schuppen des P. d'Aint und möglicherweise auch gewisse Teile des N Chavalatschkammes zum Mittelbau zu zählen.

Der Oberbau der Scarldecke besteht zur Hauptsache aus obertriadischen Schichten und ruht ähnlich wie der Mittelbau überall seiner Unterlage diskordant auf (vgl. SPITZ & DYHRENFURTH 1914, p. 196, und BOESCH 1937).

Nach BOESCH (1937, p. 44) bestehen zwischen dem Hauptdolomit des Unterbaues und jenem des Oberbaues auch gewisse Faziesunterschiede.

Zur tektonischen Deutung des Südrandes der Scarldecke

Vgl. p. 110. Vor HEGWEIN betrachtete man die ganzen Unterengadiner Dolomiten vom Umbrail bis an die Schliniglinie als eine tektonische Einheit und verband dementsprechend die Trias der Umbrail-Murtarölgruppe direkt mit jener des P. Lad und der Turettaskette, sei es nun in Form einer einfachen Schichtplatte wie TERMIER in seiner Umbraildecke, oder sei es durch eine mehr oder weniger einfach gebaute Mulde wie HAMMER und SPITZ.

Aber schon aus den Arbeiten von SPITZ & DYHRENFURTH 1914 und R. STAUB 1924 geht hervor, dass zwischen dem südlichen und dem nördlichen Teil der damaligen Umbraildecke, d. h. zwischen Quatervals und Lischanna, beträchtliche fazielle Unterschiede bestehen. Diese Faziesdifferenzen veranlassten später HEGWEIN 1927 zu einer regelrechten tektonischen Abtrennung der Quatervalszone. Damit wurde erstmals die alte Einheit der Unterengadiner Dolomiten zerstört. HEGWEIN löste die fazuell ganz anders entwickelte Quatervalsdecke als tektonisch tieferes Bauelement aus dem Zusammenhang der alten Umbraildecke heraus und erhielt auf diese Weise ein Profil, bei welchem seine neue reduzierte Umbraildecke im S als schwächige Deckscholle der Quatervalsdecke aufliegt und gegen N, längs der Gallolinie, in einem tiefen Synklinalkeil unter die Stirn der Quatervalsdecke eingewickelt erscheint. Damit aber wurde HEGWEIN auch erstmals auf die tektonische Bedeutung der Gallolinie aufmerksam.

Später erkannte R. STAUB, dass die gesamten N der Gallolinie liegenden Gebirge eine eigene tektonische Einheit bilden, welche mit den S der Linie liegenden Gebirgen in keinerlei direkter Beziehung steht. Die grosse Bedeutung der Gallolinie als wichtige tektonische Scheide wurde damit offenbar: durch sie wird die alte, weiträumige TERMIERSche Umbraildecke in zwei durchaus selbständige Einheiten, nämlich die Scarldecke im N und die Umbraildecke im S aufgeteilt.

Die von R. STAUB neubegründete Umbraildecke verbindet sich gegen W mit der HEGWEINSchen Quatervalsdecke und erhält somit abermals ein neues Gesicht. Die Scarldecke wird von R. STAUB als höheres, ursprünglich südlicher gelegenes Deckenelement über den Rücken der Umbrail-Quatervalsdecke hergeleitet und erscheint längs der Gallolinie tief unter die Stirn der Umbraildecke eingewickelt (R. STAUB 1937, p. 20). Auf diese Weise entsteht ein Querprofil, das jenem von HEGWEIN im Prinzip nicht unähnlich ist: der gegen S abtauchende Flügel der Scarldecke bildet eine spitze Mulde, die sog. Ladmulde (LEUPOLD 1934, p. 1068), die in einem tiefen Keil unter die Umbrailstirn eingelassen ist, sich aber mit ihrem hangenden Flügel in einem stark ausgepressten Zuge noch auf den Rücken der Umbraildecke emporschwingt und sich mit der Kristallinklippe des P. da Rims, dem letzten südlichsten Rest der Scarldecke, verbindet.

Die vorliegenden Untersuchungen (p. 110 ff) bestätigen die grosse Bedeutung der Gallolinie vollauf. Sie trennt ganz im Sinne von R. STAUB die fazuell sehr anders gearteten Gebirge der Murtaröl-Umbrail-Gruppe von der Scarldecke im N. Doch konnte der Synklinalcharakter des gegen S abtauchenden Scarldeckenflügels, die sog. Ladmulde, im untersuchten Abschnitt nirgends nachgewiesen werden. Auch die petrographische Untersuchung der kristallinen Deckklippe des P. da Rims ergab gewisse Unterschiede, die gegen einen unmittelbaren Zusammenhang der Deckklippe mit der kristallinen Basis der Scarldecke im Münstertal sprechen (vgl. p. 64, sowie Taf. VII).

Es ist deshalb noch etwas näher auf die Ladmulde und auf die Verhältnisse am P. Lad einzutreten. Die breite Sedimentzone des P. Lad lässt sich deutlich in drei Abschnitte gliedern:

1. Eine basale Normalserie, welche die Sedimenthülle der Münstertaler Basis bildet und mit dem Südflügel der Scarldecke steil gegen S abtaucht. Sie wird von einer normalen triadischen

Schichtserie aufgebaut, welche nach oben von dem auffälligen Diabaszug des P. Lad und den mittelkarnischen Rauhwacken begrenzt wird.

2. Die Serie des Pizzet und des P. Mezdi, welche zur Hauptsache aus stark verfalteten oberkarnischen Schichten besteht.

3. Den Hauptdolomit von Rims pitschen, der als abgeschürftes scarlides Element noch unter dem Kristallin der Deckklippen erscheint. Er gehört faziell ohne Zweifel zur Scarldecke (weisslicher Schutt, sehr helle Farbe) und setzt sich auf der Westseite des P. Lad in den Hauptdolomit des Pt. 2730 TA fort und W des Lai da Rims in die hellen Dolomite des Munt Praveder (NE-Gipfel Pt. 2725 TA).

In der normalen Serie lässt sich der absinkende Südflügel der Scarldecke, der bei Alp Clastra das V. Vau quert, auch um den P. Lad herum in unveränderter Weise bis Punt Teal verfolgen. Gegen die Tiefe zu wird die Serie wohl stark ausgequetscht, wie der Keil von Punt Teal zeigt, doch ist ein Aufbiegen der Schichten oder sonst ein erkennbarer Muldenbau nicht zu finden.

Somit bleibt die Ladmulde auf die oberkarnische Serie des Pizzet beschränkt. Doch selbst hier scheint ihr wirklicher Muldenbau noch fragwürdig. Am P. Mezdi ist nämlich in dieser mittleren Zone eine wunderschöne, gegen SE blickende, liegende Antiklinalfalte zu erkennen, die Rückfalte des P. Mezdi. Diese setzt sich gegen W in den N Vorbau des P. Praveder fort und steht in der mittleren Felsstufe unter dem Lai da Rims noch im direkten Schichtzusammenhang mit der normalen Serie. Das entsprechende Scharnier ist am Rimserseeweg auf halber Höhe deutlich zu sehen. (Vgl. Fig. 12).

Gegen E setzt sich das Rückfaltenelement des P. Mezdi in eine wirr verfaltete Zone fort, in welche sich E von Plaun da la Fracha auch Kristallin und Hauptdolomit einschalten. Am Pizzet sind die oberkarnischen Schichten noch stärker gestaucht und zeigen nach SPITZ (1914) „die sonderbarsten windschiefen Verbiegungen von E–W zu NE Streichen“. Diese stark gestörte Zone wird nun von LEUPOLD als eingewinkelte Ladmulde aufgefasst.

Somit würde die Rückfalte des P. Mezdi gegen E in die Ladmulde übergehen. Doch sind neben deutlichen Einmündungen (Hauptdolomit in der Nordwand des P. Lad) auch am Pizzet noch Antiklinalelemente erkennbar, so dass man aus dem Bau des Pizzet nicht einfach auf eine tiefe Synklinale im Sinne der Ladmulde schliessen kann (vgl. SPITZ & DYHRENFURTH 1914, Profil 17). Ob sich aber die Rückfalte des P. Mezdi so plötzlich in einen ganz anders gearteten Synklinalkeil umwandeln kann, scheint doch mindestens fraglich.

Also besteht die Möglichkeit, dass das Rückfaltenelement des P. Mezdi, wenn auch vielleicht etwas komplexer gebaut und durch den Anshub der Umbraildecke gewaltig gestört, im grossen gesehen sich doch bis in den Pizzet fortsetzt. Umbrailkristallin und Umbraildecke haben auf die empfindliche Sedimenthülle der Scarldecke grausam eingewirkt, haben sie in der Tiefe weitgehend ausgepresst und abgeschert, die abgelösten Glieder aber zusammengestaucht und zerknittert in eben solchen Sedimentpfropfen wie der oberkarnischen Serie des Pizzet oder des Hauptdolomitschürlings von Rims pitschen zurückgelassen. Dem scharfen Beobachtungssinn eines SPITZ entging auch der Wechsel von E–W Streichen in das nachträglich aufgezwängte NE–SW Streichen in den kleinen Detailfalten nicht, welcher den Einfluss der aus SE angeschobenen Umbraildecke auf die ursprünglich W–E streichenden Strukturen der Pizzetserie anzeigt. (Vgl. auch R. STAUB 1937).

Zusammenfassung: Das wuchtige und konsequente Abtauchen der Scarldecke lässt sich auch im Bau des P. Lad erkennen. Die hangenden obertriadischen Schichtglieder der Scarldecke wurden unter der Einwirkung der Umbraildecke abgelöst und liegen nun als mehr oder weniger selbständige scarlide Abschürflinge der normalen Serie auf, so die Rückfalte des P. Mezdi und der Hauptdolomit von Rims pitschen. Die Existenz einer eigentlichen Ladmulde kann am P. Lad noch nicht als einwandfrei erwiesen gelten.

Das Ostende der Scarldecke

Nach HAMMER (1911 a, p. 620) setzt sich die normale Serie des P. Lad in den stark ausgequetschten Trias- und Verrucanozug des Val Schais fort (Schais rom. = Gesso, Gips). Dieser Schaiszug schwenkt bei Punt Teal aus der W–E Richtung plötzlich gegen N ab und strebt bis zum Abbruch des Val Schais um fast 500 m im Gehänge steil empor, senkt sich anschliessend bis Tanter Portas um

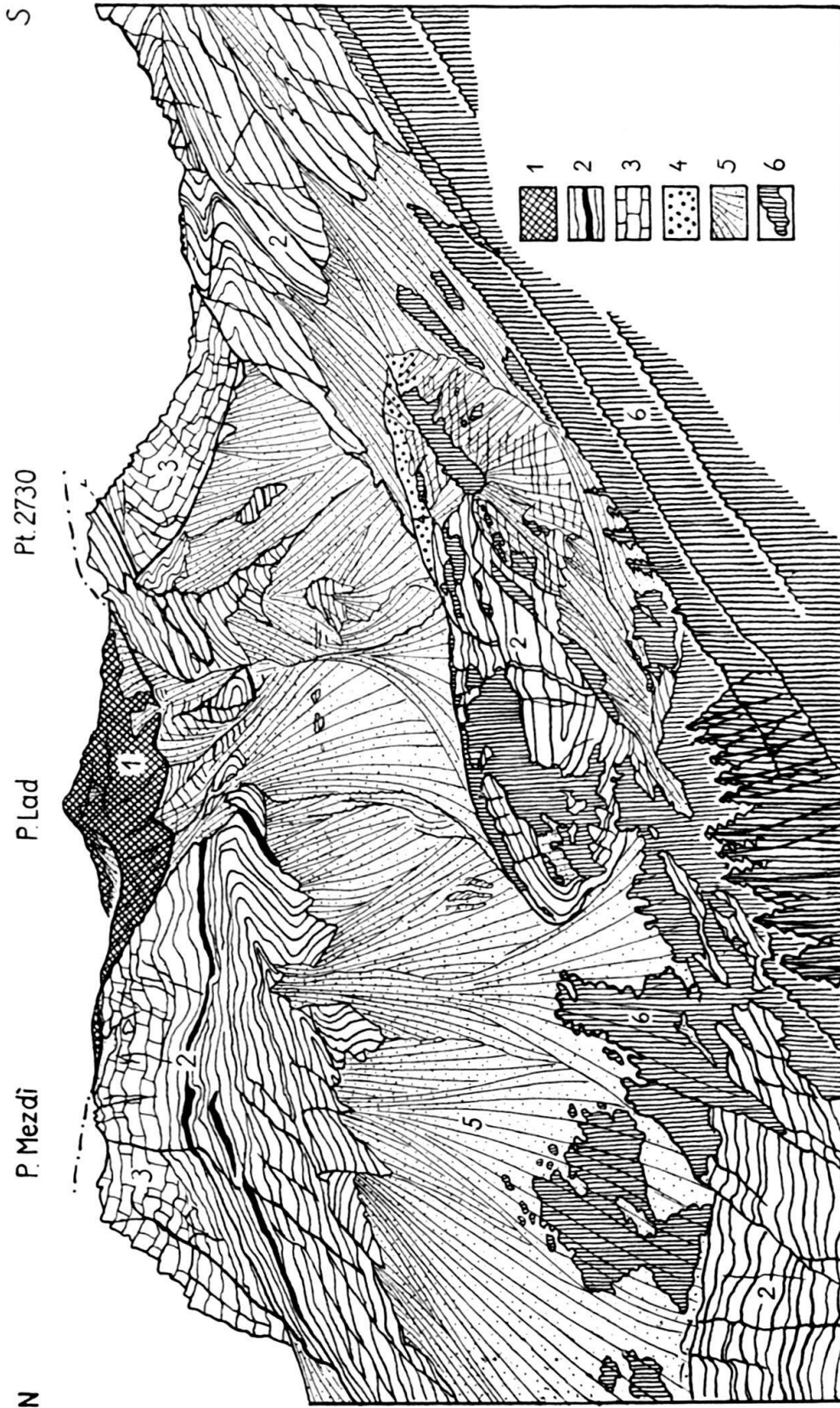


Fig. 12. Blick vom oberen Val Vau gegen den Piz Lad. Am P. Mezdi ist die Rückfalte, welche infolge schiefen Anschnittes sehr spitz erscheint, durch die oberkarnischen Tonschiefer gut gezeichnet. Die Faltenachse streicht SW-NE. Die Fortsetzung der Rückfalte ist rechts in den obersten Felsabstürzen zu erkennen. In der Bildmitte ist das ebenfalls sehr schief angeschnittene und deshalb so spitz erscheinende Synklinalscharnier zu erkennen, welches die Schichten der Rückfalte wieder mit der normal gegen S abtauchenden Schichtserie der Scarldecke (links unten) verbindet. 1. Gipfalkristallin des P. Lad, 2. Oberkarnische Schichten, 3. Hauptdolomit, 4. Moräne, 5. Schutt, 6. Wald, Legföhren.

ca. 800 m in die Tiefe, um dann abermals gegen die Rifair Alp und den N Chavalatsch-Kamm um 800 m am Berge emporzuklimmen. Er beschreibt auf diese Weise am Westhang des Chavalatsch eine wogenartig sich auf und ab schwingende Linie. Nach HAMMER ist der Schaiszug als ein tief ins Gebirge eingekeilter Sedimentzug zu deuten, der das Gehänge wegen seines unstat und herpendelnden Streichens bald höher, bald tiefer schneidet und somit (nach der unausgesprochenen Prämisse der HAMMERSchen Deutung) offenbar steil stehen muss.

Bei LEUPOLD und R. STAUB ist der Schaiszug in ganz analoger Weise die Fortsetzung der südlichsten Teile der ausgequetschten Ladmulde, welche sich über das Nordende des Chavalatschkammes bis in die Verrucanozüge der Vintschgauer Sonnenberge verfolgen lässt.

Somit müsste man annehmen, dass die mächtigen, WNW streichenden Antiklinal- und Synklinal-Strukturen (Münstertaler Verrucanokuppel usw.), welche den ganzen monumentalen Innenbau der S Scarldecke beherrschen, gegen E in ein S-N Streichen umschwenken, oder aber auf der Westseite des Chavalatschkammes plötzlich in brutalster Weise abgewürgt und unterdrückt werden.

Es scheint mir nun aber, als ob sich gerade diese Verhältnisse am Ostende der Scarldecke doch auch noch anders deuten liessen.

Der hohe Chavalatschkamm stellt sich mit seiner ganzen Breitseite quer zu den WNW streichenden Großstrukturen der Scarldecke. Auf seinen Hängen müsste sich deshalb wie auf einem Querprofil der ganze wogenartige Innenbau der S Scarldecke abzeichnen. Und gerade das ist es auch, was man beobachten kann: Der Münstertaler Verrucanokuppel entspricht der mächtige Anstieg des Schaiszuges im Val Schais, der Ofenpass-Einwalmung die Mulde von Tanter Portas, und der Hochzone von S-charl entsprechen der Wiederanstieg des Schaiszuges zur Rifair Alp und das Nordende des Chavalatschkammes. Auf diese Weise würde der ganze kristalline Sockel der Scarldecke mit seinen Großstrukturen sich unbeirrt auf breiter Front in den Chavalatsch fortsetzen, und es wäre zu erwarten, dass er auch auf der Gegenseite des Berges, etwa zwischen Trafoi und Gomagoi, wieder zutage tritt.

Und in der Tat lassen sich auf der Ostseite des Chavalatsch auch gewisse Erscheinungen feststellen, die sich vielleicht als eine E Fortsetzung der S Scarldecke deuten lassen. Ich denke dabei in erster Linie an den Triaszug des Kleinbodens nördlich Trafoi (Campo Piccolo CI) und an das altbekannte Profil des Zupanell (vgl. KAPPELER 1938, Taf. 4).

Der Triaszug des Kleinbodens, der seit alters her einfach als Fortsetzung der Ortlertrias gilt, besitzt ja die Merkwürdigkeit, dass, im Gegensatz zur eigentlichen Ortlertrias, die Rauhwacke und der Gips die Triasdolomite stratigraphisch überlagern, ähnlich wie die Raiblerrauhwacken in der Scarldecke den Wettersteindolomit. Auf dem Kleinboden erreicht dieser Triaszug die maximale Höhe von 2100 m und senkt sich dann, ständig sich verjüngend, gegen S um etwa 500 m ab, um schliesslich im Schutt oberhalb Trafoi zu verschwinden.

Die Höhen des Zupanell auf der Gegenseite des Trafoiertales werden in ganz analoger Weise von einer flachliegenden, zur Hauptsache aus karnischen Schichten bestehenden Triasserie gebildet, welche gegen S immer steiler in die Tiefe stürzt und dabei immer mehr an Mächtigkeit verliert, um schliesslich in einzelnen ausgequetschten Gips- und Rauhwackelinsen den Talgrund bei den untersten Häusern von Trafoi zu erreichen. Dieses Profil gleicht jenem von Punt Teal bis in viele Details und liegt auch ziemlich genau in der W-E streichenden Fortsetzung desselben.

So scheint es nahezuliegen, das typische „Scardecken-Profil“ des Zumpanell und jenes des Kleinbodens mit dem Profil von Punt Teal und damit mit dem abtauchenden Südflügel der Scardecke in Verbindung zu bringen. In der Triaskulmination des Kleinbodens (2100 m) und des Zumpanell (2200 m) würde sich die gegen E allmählich abtauchende grosse Münstertalerkulmination nochmals abzeichnen. Damit würde sich die S Scardecke mit ihren Großstrukturen und mit der Gallolinie trotz der robusten Bearbeitung durch das überschobene Braulio- und Chavalatschkristallin im grossen ganzen zäh und beharrlich unter demselben hindurch nach E fortsetzen und unterhalb Trafoi als schönes Halbfenster nochmals zum Vorschein kommen.

Aber auch das kategorische Abtauchen der S Scardecke, wie wir es nun schon von Punt Perif am Spöl bis Punt Teal verfolgen konnten, würde sich nach dieser Deutung gegen E mit ungebrochener Kraft bis in den Zumpanell und nach HAMMER sogar bis ins Razoital hinein erkennen lassen. Während wir bisher der Reihe nach die Quaternalsdecke, die Serragliodecke, die Oberbauschuppen der Umbrailgruppe, die Umbraildecke und das Umbrailkristallin diskordant an den Wall der Scardecke anprallen sahen, würde ihnen im Chavalatsch und am Zumpanell das Brauliokristallin, die Ortlerzone und deren kristalline Basis darin folgen, so, dass sich längs des Südrandes der Scardecke eine Deckendiskordanz grossen Stiles feststellen liesse, wie sie in ähnlicher Weise auch von andern ostalpinen Decken her bekannt sind (Öztaler Decke, Ortlerzone). Damit aber würde sich der alte harmlose Gallobruch BöSES oder die Ladmulde LEUPOLDS als einer der wichtigsten Einschnitte im tektonischen Gebäude der Unterengadiner Dolomiten erweisen, als ein Einschnitt von mindestens 40 km Länge und beträchtlicher Tiefe, welcher als eine Art „südwestlicher Randlinie“ an Bedeutung nicht viel hinter der in verschiedener Hinsicht ähnlichen nordwestlichen Randlinie zurücksteht.

DIE SERRAGLIOSCHOLLE

In der Quaternalsgruppe, an der Cima del Serraglio und in der Murtarölgruppe erscheint im Hangenden der Quaternalsdecke noch eine höhere, eher unbedeutende Teildecke, die sich aus Hauptdolomit, Prà-Grata-Schichten und Quaternalschichten zusammensetzt (vgl. Taf. VI).

Im W wird diese Teildecke, die im folgenden als Serraglioscholle angeführt wird, durch die altbekannten Diavelschuppen R. STAUBS vertreten (= Schuppen f und g nach HEGWEIN). Sie ist im W etwas komplex gebaut und quert die Nordgräte der Quaternalsgruppe, nämlich den Muot sainza Bön, den Spi da Tantermozza, die Crappa Mala, den Spi da Val Sassa und den Kamm des P. dal Diavel. Ein S Teilelement der Decke bildet die isolierte, flachliegende Hauptdolomitklippe des P. dal Diavel und setzt sich als S Ableger der Serraglioscholle auch auf dem Spi da Val Sassa und auf der Crappa Mala fort. Die Hauptmasse der Teildecke wird durch die ziemlich steil gegen NNE fallenden, aus Hauptdolomit und Plattenkalk bestehenden Schuppen f und g gebildet.

Ein kleiner Rest der Teildecke liegt auch dem Nordgrat des M. del Ferro auf (p. 91) und dient auf diese Weise als Brücke zur Cima del Serraglio, wo die Teildecke als ruhige, ziemlich mächtige Schichttafel die Quaternalsdecke überlagert (p. 92). In gleicher Weise setzt sie sich in den Nordteil der Murtarölgruppe fort. Unter dem Einfluss des Oberbaues werden ihre Schichten jedoch aus ihrer relativ flachen Lagerung plötzlich in eine saigere Stellung aufgeknickt. Auf der Nordseite des P. Pala Gronda bilden die Schichten eine dem steilen Gehänge isoklinal

aufruhende, flache Mulde, an deren steilstehendem Südrand sich ein etwas selbständig gewordenes und zu der sog. Pala-Gronda-Falte verbogenes Gleitbrett abgelöst hat. E des P. Pala Gronda streicht die Teildecke ins Val Mora aus und scheint hier zu enden.

Die Serraglioscholle schliesst sich faziell eng an die Quaternalsdecke an (p. 84) und dürfte, durchaus in Übereinstimmung zu früheren Auffassungen, nur als eine höhere, ursprünglich südlicher gelegene Abspaltung derselben zu betrachten sein.

DIE QUATERNALSDECKE

Die Quaternalsdecke im Westen

HEGWEIN (1927 a) unterschied im Raume der W Quaternalsdecke die sieben übereinanderliegenden Schuppen a–g. Nach seiner Ansicht lagen diese sieben Schuppen im ursprünglichen Sedimentationsraum hintereinander angereiht und kamen erst durch die alpinen Bewegungen in der heutigen Art und Weise übereinanderzuliegen. So erscheint die Quaternalsdecke im W als ein Stoss übereinandergestapelter, relativ schwächlicher Schuppen.

Die weiter im E so mächtige und unteilbare Quaternalsdecke würde somit gegen W in wesentlich dünnere und unbedeutendere Einzelschuppen aufsplintern. Im Gegensatz dazu scheint jedoch aus der Karte von SPITZ & DYHRENFURTH und jener von HEGWEIN hervorzugehen, dass sich in grossen Zügen die einzelnen Zonen der Quaternals- und der Serragliodecke von der Murtaröl- und Ferrogruppe aus gegen NW mit unverminderter Mächtigkeit fortsetzen und durch die ganze Quaternalsgruppe hindurch schliesslich das Engadin erreichen: so der mächtige, teilweise von Obercarnien unterlagerte Hauptdolomitsockel, der sich vom M. del Ferro über den Corno dei Cavalli und um den P. d'Esen herum ins Engadin fortsetzt, so in seinem Hangenden die hellen Prà-Grata-Schichten, die über den M. Parreone (= Pt. 2734 CI S Cima di Fopel) und den M. Serra in den P. Quaternals ziehen, so die Quaternalschichten, welche von der Cima del Paradiso über den P. dell'Acqua und den P. Tantermozza TA bis Blaisun zu verfolgen sind, und so schliesslich auch die Serragliodecke, deren W Äquivalent in den Diavelschuppen zu finden ist.

Trotzdem verliert die Schuppengliederung HEGWEINS keineswegs ihre Bedeutung. Sie zeugt von den mechanischen Komplikationen im Innern der Quaternalsdecke. Diese sind von dreierlei Art:

1. Gleitbrettbildung: In der inhomogen zusammengesetzten, mächtigen Schichttafel der Quaternalsdecke, in welcher spröde Dolomitlagen mit Zwischenschaltungen von relativ plastischen Kalkschiefern wechseln, sind selbst bei relativ geringer tektonischer Beanspruchung Ausgleichsbewegungen und Verschiebungen zwischen den einzelnen Schichttagen zu erwarten. Die starren Dolomitplatten werden sich dabei über den plastischen Kalkschiefern verschieben, ohne dass derartige Bewegungen aber als eigentliche Überschiebungen gewertet werden dürfen. Die von HEGWEIN beobachteten Gleitflächen (Harnische) an der Basis solcher Schichtplatten sind wohl auf solche interne Gleitbrettbildung zurückzuführen, so beispielsweise die zahlreichen Schuppungsflächen S der Cima di Fopel. Die einzelnen Gleitbretter lagen latent schon vor ihrer tektonischen Verschiebung übereinander und sind nicht erst durch sie aufeinandergestapelt worden.

2. Horizontalverschiebungen: Bisweilen sind ganze Bergteile über einer horizontalen Gleitfläche versetzt worden, so etwa Teile des P. d'Esen oder

des P. la Monata. Doch sind derartige Verschiebungen im allgemeinen tektonisch von geringer Tragweite.

3. Rückschuppungen: Schon am M. del Ferro, in höherem Masse jedoch vor allem im Querschnitt des P. dell'Acqua wird die Quatervalsdecke durch ziemlich steilstehende, gegen S ansteigende listrische Gleitflächen in einzelne Schollen aufgespalten. An diesen Gleitflächen macht sich, wie schon HEGWEIN erkannte, eine Bewegung der Schollen gegen S und gegen aufwärts geltend, also ein Mechanismus, bei welchem sich die nördlichen Schollen horstartig an den südlichen aufschieben. Diese Erscheinung dürfte als eine interne Ausweichbewegung zu bewerten sein. Der tektonische Staudruck, welchem die Quatervalsdecke beim Aufprall an das Hindernis der Scarldecke unterliegen musste, bewirkte, ähnlich wie bei einem Tafelland, die Bildung einer Art von Rückschuppungstreppe.

Die Pescatorestörung des M. del Ferro (vgl. p. 90) wird gegen NW von einer Schar von Rückschuppungsflächen abgelöst, die den P. dell'Acqua durchsetzen und die seitlich im Schichtverlauf sich wieder zu verlieren scheinen oder durch neue, parallele Schuppungsflächen abgelöst werden. So erklärt sich auch die merkwürdige Tatsache, dass sich einzelne Schubflächen in ihrem Streichen „infolge vollständiger Konkordanz mit der nächsthöheren Schuppe nicht mehr nachweisen lassen“. Im Engadin unterscheidet HEGWEIN nur die beiden Schuppen a und b, im Querschnitt des P. dell'Acqua dagegen deren fünf, von denen die Schuppen c und d gegen NW völlig unbestimmt im Schichtverband der Schuppe b enden (HEGWEIN 1927a, tektonische Karte).

Auf diese Weise bilden die Schuppen a bis e, abgesehen von den nachträglichen Verschuppungen, doch eine gewisse tektonische Einheit, ein einfaches, vom Obercarnien bis in die Kössener Schichten reichendes stratigraphisches Profil, das in seiner Gesamtheit der Schichttafel der Quatervalsdecke entspricht. Diese wurde im Raume des P. dell'Acqua durch Rückschuppungen in einzelne Schollen zerteilt, die sich aber gegen E und gegen W allmählich wieder im normalen Schichtverband verlieren.

Die Trennung von Schuppe a und b bildet ein eigenes Problem, das im folgenden kurz gestreift sein soll.

Der Corno dei Cavalli und die Müschauns-Schuppe

Der Corno dei Cavalli (vgl. Taf. VI) nimmt in der Tektonik der Quatervalsdecke eine besondere Stellung ein. Nach HEGWEIN schalten sich die aus Kristallin, Karbon, Verrucano, Untertrias und rotem Hauptdolomit bestehenden Corno-dei-Cavalli-Schuppen keilförmig zwischen den Basis- und den Gipfeldolomit des Berges ein. Der Gipfeldolomit weist grosse tektonische Komplikationen auf, die auf eine Querverschuppung des Dolomites in NW Richtung, also quer zu den Strukturen der übrigen Quatervalsdecke, zurückzuführen sind. Ein ähnlicher Bewegungssinn scheint sich auch im Baustil der Corno-dei-Cavalli-Schuppen selber abzuzeichnen, so dass HEGWEIN in bezug auf den Corno dei Cavalli zu folgender Ansicht gelangt: „Bewegungsvorgänge in der Streichrichtung der Quatervalsdecke scheinen hier eine bedeutende Rolle gespielt zu haben“.

Der Keil der Corno-dei-Cavalli-Schuppen trennt nach HEGWEIN den basalen Hauptdolomit als Schuppe a (Müschaunsschuppe R. STAUBS) von dem zur Schuppe b gehörenden Gipfeldolomit. Gegen W lässt sich die trennende Gleitfläche zwischen Schuppe a und b auf der SW-Seite des P. Fier noch als bedeutende Bewegungsfläche erkennen, während ihre weitere Fortsetzung durch das V. Müschauns und um den P. d'Esen nurmehr „scheinbar sekundäre Bedeutung“ besitzt und „eine innere Angelegenheit der Quatervalsdecke zu sein scheint“. Um die E Fortsetzung dieser Trennfläche steht es noch schlimmer: sie ist über den Corno dei Cavalli hinaus überhaupt nicht mehr nachweisbar.

Vom Standpunkt des P. Murtaröl aus scheinen die Verhältnisse am Corno dei Cavalli nun aber auch einer anderen Deutung zugänglich zu sein:

Die deutlich ausgeprägte, gegen NW gerichtete Umbrailtektonik des Corno dei Cavalli ist ein starkes Indiz für eine Mitbeteiligung des oberen Stockwerkes am Bau des Berges, und zwar wären nicht nur die eingeschleppten, sog. „unterostalpinen“ Schürflinge, sondern auch die stark hergenommenen, „blockartig verstellten“ Hauptdolomitschollen des Corno-dei-Cavalli-Gipfels und des M. Saliente zu diesem Oberbausystem zu rechnen, welches jenem der Münstertaler Alpen analog wäre. Nach eigenen neuen Beobachtungen im Sommer 1952 scheint auch die Gipfelmasse des P. Fier nicht mehr zur eigentlichen Quaternalsdecke zu gehören, denn die über jener von HEGWEIN beschriebenen markanten Gleitfläche liegende Dolomitserie unterscheidet sich durch ihre dunkle, von rötlichen Anlauffarben geschmückte Erscheinung sehr deutlich von der wesentlich helleren, zigarettenaschengrau anwitternden Quaternalsdecke. Gegen W knickt die basale Hauptgleitfläche plötzlich schief aufwärts. Ganz ähnliche Erscheinungen lassen sich übrigens auch an dem dunkeln Gipfelkopf des P. d'Esen beobachten, wo an der Basis des Gipfelkopfes sogar sehr deutliche Schleppungsumbiegungen zu erkennen sind.

Sowohl bei der Gipfelmasse des P. Fier–M. Saliente, als auch beim „Eselsohr“ des P. d'Esen scheint es sich um nachträglich in die Quaternalsdecke eingeschobene Teile zu handeln, die sich ähnlich wie die Oberbau-Elemente der Murtarölgruppe oder des M. del Ferro in die rückwärtigen Teile der Quaternalsdecke einbohrten.

Auch R. STAUB hat bereits 1937 auf ganz analoge Erscheinungen im Gebiete des Albulapasses aufmerksam gemacht, wo der Hauptdolomit des Compass, des Cuziraint usw. in ähnlicher Weise in den Lias der Ortlerdecke hineinstösst, und es liesse sich wohl denken, dass hier wie dort ein ähnlicher Mechanismus am Werke war.

Damit erweist sich die Quaternalsdecke auch im W, trotz allen sekundären Aufsplitterungen, als eine im Grunde genommen zusammenhängende, mächtige Einheit, welche der imposanten Deckentafel in der Ferro- und Murtarölgruppe durchaus ebenbürtig zur Seite treten kann und denselben tektonischen Beeinflussungen und Bewegungsphasen ausgesetzt war wie diese.

Die Quaternalsdecke im Osten

Von der Cima del Serraglio bis zum P. Teafondada wird die Quaternalsdecke von einer einfachen Schichttafel gebildet. Sie verliert gegen E allmählich von ihrer gewaltigen, über 1200 m betragenden Mächtigkeit, indem sie der Quaternalschichten mehr und mehr verlustig geht und auf der Südseite des P. Teafondada auch an ihrer Basis eine leichte tektonische Abscherung erkennen lässt. Bereits in der Murtarölgruppe wird die Quaternalsdecke von den Schuppen des Murtaröl-Oberbaues weitgehend überdeckt und tritt auf der schweizerischen Nordseite nur noch gelegentlich, so in dem kleinen Fenster des V. Murtaröl und in dem grösseren Halbfenster des V. Teafondada an die Oberfläche. Im Kamm des Cuclèr da Jon dad'Onsch scheint die Decke ziemlich abrupt zu enden. Sie wird jedenfalls von hier an gegen E von den Schubmassen des Oberbaues völlig zugedeckt und erscheint auch in dem tiefen Einschnitt des Val Schumbrida nirgends mehr. Nur in Val Mora sind längs dem Nordsaume des Oberbaues noch Plattenkalke und Dolomite, die zur Quaternalsdecke gehören, in einem schmalen Streifen aufgeschlossen, der sich bis auf die östliche Alp Dössradond verfolgen lässt.

Auf der italienischen Südseite, wo die Tafel der Quaternalsdecke als mächtiger Schichtkopf zutage tritt, lässt sich die gegen E allmählich reduzierte, aber immerhin noch ca. 500 m mächtige Decke durchgehend bis ins Val Cancano verfolgen. Nach SPITZ und R. STAUB setzt sie sich gegen E in die mächtige Hauptdolomitzone des P. Schumbraida fort und verbindet sich auf diese Weise direkt mit der Dolomitplatte des P. Umbrail. Vom Val Cancano an ist die Decke jedoch aus dem W-E-Streichen in ein SW-NE-Streichen abgedreht worden, was die Störungen in Val Cancano wenigstens zum Teil erklären mag. Nach R. STAUB sind die Solenaschuppen und die Schuppenzone der Valle Forcola als Äquivalente der Cornodei-Cavalli-Schuppen aufzufassen. Das Brauliokristallin bildet die Basis der Umbraildecke und damit zugleich auch den kristallinen Kern der Quaternalsdecke, der nur hier im Osten erhalten geblieben ist. Auf der Ostseite des P. Schumbraida erscheint an der Basis des Forcolazuges ein besonderes Hauptdolomitelement, welches nach R. STAUB wohl mit der Stelvioschuppe im Zusammenhang steht. Letztere würde somit im Bau des P. Schumbraida ihr vorläufiges westliches Ende finden, denn W des Val Cancano ruht die Quaternalsdecke unmittelbar dem Zwischenelement der Ortlerzone auf.

Immerhin scheint auch eine andere Deutung der Verhältnisse möglich zu sein. Statt sich mit der SW-NE streichenden Umbrailzone zu verbinden, könnte die Quaternalsdecke im Val Cancano unter der Bedeckung der Solenaschuppen und der Umbrailzone verschwinden, um erst auf der Ostseite des P. Schumbraida in jenem Hauptdolomitelement (im Liegenden des Forcolazuges, vgl. Taf. V) wieder hervorzutauchen, welches nach R. STAUB als das Westende der Stelvioschuppe zu betrachten ist. Mit dieser liesse sich die Quaternalsdecke gegen E als stark reduzierter Hauptdolomitzug im Hangenden der Fraëlemulde über das Pedenoloplateau, die Corne di Radisca, die Bocca del Braulio und um den M. Scorluzzo herum bis in die Region des Stelvio verfolgen und würde somit noch in den Bau des Ortlers hineingreifen (vgl. Taf. VI). Die relativ schwächliche Stelviozone R. STAUBS, welche im Ortler das Fraëlerhät überlagert, würde sich auf solche Weise gegen W zu einer immer mächtiger werdenden Decke entfalten, die sich immer in der gleichen tektonischen Position vom Ortler bis ins Engadin und bis in den God-God bei S-chanf verfolgen liesse. Ortlerzone, Quaternals-Stelvio-Zone und Serraglioscholle würden damit ein eigentliches System von Deckentafeln bilden, welches am ehesten als Ortlersystem bezeichnet werden könnte. Die drei Teildecken dieses Systems sind eine fazielle Einheit, und ich könnte mir sehr wohl vorstellen, dass sie ursprünglich einer zusammenhängenden triadischen Schichttafel angehört haben, die erst auf ihrem Vormarsche zum heutigen Stapel aufeinandergetürmt wurde.

Die deutlich gegen NW bewegte Umbraildecke und das Brauliokristallin wären erst in einer späteren Phase durch einen Schub aus SE in die heutige Lage gebracht worden, wobei der Hauptdolomit der Umbraildecke möglicherweise nichts anderes ist als ein nachträglich unter dem Einfluss des Brauliokristallins nochmals bewegter Teil der östlichen Quaternalsdecke.

DIE ORTLERZONE

Die Ortlerzone berührt das untersuchte Gebiet nur im S und SE (vgl. Taf. VI). Sie unterlagert als mächtige Schichtplatte konkordant die Quaternals- und die Umbraildecke. Als tektonisch mehr oder weniger selbständige Begleiter lassen sich eine Basisserie in ihrem Liegenden und ein Zwischenelement in ihrem Hangenden unterscheiden.

Die Basisserie (= Basisschuppen KAPPELERS 1938) umfasst ein Schichtprofil, das vom Verrucano-Buntsandstein bis in den Hauptdolomit reicht. Sie sinkt nach KAPPELER meist \pm konkordant, aber stets durch eine markante Gleitfläche getrennt, unter die Hauptdolomitafel der Ortlerdecke ein. Die Basisserie ist im E meist in zahlreiche Gleitbretter und Schuppen aufgelöst und ihre Schichtreihe meist höchst unvollständig. Nur in der Valle Corta (S von S. Giacomo di Fraéle) ist das Profil vom Verrucano bis in den Hauptdolomit hinauf einigermaßen vollständig entwickelt. Die Basisserie ist hier steil aufgerichtet und wird, wie dies schon SCHLAGINTWEIT richtig beschrieben hat, von der Quaternalsdecke diskordant abgeschnitten. Zudem zeigt sich zwischen dem hellanwitternden, ganz schwach gelbstichigen Hauptdolomit der Basisserie, der faziell an den Hauptdolomit der Scarldecke erinnert, und den dunklen, aschgrauen Dolomiten der Quaternalsdecke ein deutlicher Faziesunterschied.

Die mächtige Tafel der Ortlerzone liegt stets durch die Zebrügleitfläche getrennt der Basisserie auf. Gegen W zu erleidet die Deckentafel von der Basis her gewaltige Reduktionen, indem der Hauptdolomit in den Cime di Plator immer mehr ausdünn und W des M. Pettini bis auf vereinzelte Schürffeste vollständig verschwindet. Das Rhät gelangt dadurch in direkten Kontakt mit der Basisserie. Diese beträchtliche tektonische Reduktion der Ortlerdecke, die Faziesdifferenz zwischen ihr und der Basisserie, die Verschürfung und Strapazierung der letzteren und die ausgeprägte tektonische Gleitfläche zwischen beiden weisen mit Nachdruck darauf hin, dass die Ortlerdecke auf ihre Basisserie überschoben wurde oder dass, zum allermindesten, zwischen der Ortlerdecke und ihrer sog. „autochthonen“ Basis, sehr bedeutende Bewegungsvorgänge stattgefunden haben.

In den Cime di Plator ist der S Teil der Ortlerdecke offenbar nachträglich steil aufgeknickt und am M. delle Scale sogar zu einer schwach ausgeprägten, gegen NW schauenden Faltenstirn verbogen worden (KAPPELER 1938, p. 102).

Vom P. Teafondada an bis zur Bocca del Braulio schaltet sich zwischen den eigentlichen Fraélezug und die Basis der Quaternalsdecke ein eigentümlich gefaltetes Glied als Zwischenelement ein (p. 102), dessen Bedeutung jedoch noch nicht abgeklärt ist.

DER OBERBAU DER SÜDLICHEN MÜNSTERTALER ALPEN

Zum Oberbau der südlichen Münstertaler Alpen gehören alle jene gegen NW bewegten Schuppenhaufen und Schürflinge, welche heute als ein eigenes tektonisches Stockwerk den Sockel des Unterbaues überdecken. Diese nachträglich dislozierten Schuppen unterscheiden sich in ihrem Bewegungsstil und ihrem tektonischen Bau wesentlich vom Unterbau der Murtarölgruppe und sind offenbar erst lange, nachdem derselbe schon fertig an Ort und Stelle lag, über dessen Relief herangeschoben worden. Vielerorts scheint die Überschiebung wie eine geologische Katastrophe auf das ältere Gefüge eingewirkt zu haben, und das wirre Schuppenwerk des Oberbaues enthält denn auch oft noch verschleppte und verschobene Reste des alten, gewaltsam zerstörten Gebirges. Häufig bestehen die Oberbauglieder aus chaotisch struierten Hauptdolomitmassen, aus welchen sich jene endlosen Einöden von Schutt und geborstenem Fels in den südlichen Münstertaler Bergen aufbauen.

Unsere Aufgabe besteht darin, aus den Scherben dieses zerbrochenen Gebirges den ursprünglichen Zusammenhang, das unzerstörte tektonische Gebäude zu rekonstruieren und auf diese Weise die Wirkung der so gewalttätig auftretenden orogenen Kräfte festzustellen. Die Mühsal und Problematik der norischen Strati-

graphie und der Mangel an einwandfrei gesicherten Leithorizonten, die grossen Schuttbedeckungen und die Lücken, welche in der Kenntnis der E anschliessenden Regionen noch bestehen, erschweren die gestellte Aufgabe beträchtlich.

Die Diskordanz zwischen Ober- und Unterbau

Die basale Überschiebungsbahn der einzelnen Oberbauschubmassen wird in der Murtaröl-Umbraile-Gruppe häufig nicht durch eine Ebene, auch nicht durch eine später „gefaltete“ Ebene, sondern durch deutliche Reliefflächen gebildet.

So lässt sich in der Umbrailegruppe eine breite Mulde erkennen, in welche die Schubmassen des M. Forcola eingebettet liegen. Aus dem mittleren V. Mora lässt sich die Einmündung der Schubbahn gut überblicken (vgl. Fig. 13).

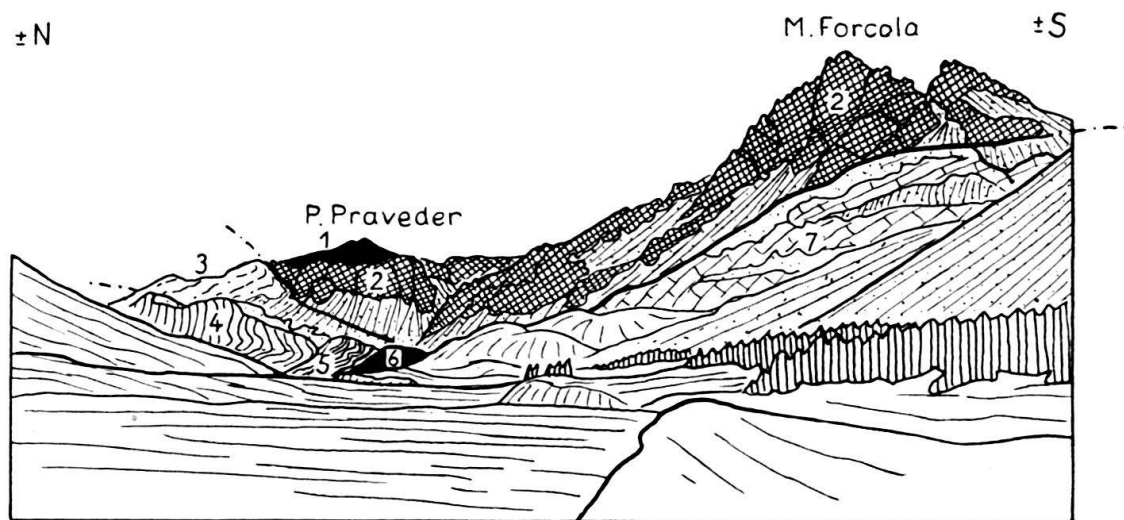


Fig. 13. Blick von der Stretta gegen E.

1. Kristallin des P. Praveder. 2. Forcola-Schubmasse und verschürfte Teile der Umbraildecke, 3. Hauptdolomit der Scardecke, von der Umbraildecke verschürft und verschoben, 4. Rückfalte des P. Mezdi, 5. Plattenkalke und Dolomite der Quaternalsdecke, 6. Kristallin von Alp Dössradond, 7. Hauptdolomit der unteren Jon-dad'Onsch-Schuppe. Man erkennt, wie die Forcola-schubmasse diskordant die verschiedenartigsten tektonischen Elemente überlagert und wie in eine weite Mulde eingebettet erscheint.

Die heranbrandenden Schubmassen folgen mit Vorliebe den Eintiefungen im Relief. Nicht für jede Schubmasse lässt sich allerdings das vortektonische Relief ohne weiteres erkennen, denn gelegentlich fahren sich die basalen Glieder derselben an einem Hindernis fest, während die höheren Teile selbständig auf einer neuen Gleitfläche weiterwandern. In der Wirrnis solcher primärer und sekundärer Schubflächen und Gleitbretter ist es dann oft sehr schwer, das ursprüngliche vortektonische Relief klar wiederzuerkennen. Auch können Teile des ehemaligen Reliefs durch die vorstossende Schubmasse abgeschürft und verschleppt werden, so dass auch auf diese Weise das ursprüngliche Relief beträchtlich modifiziert werden kann.

Auf solche Weise ist etwa der Gipfel des Pt. 2944 LK (NW des P. Schumbraida) durch den Gipfeldolomit des P. Schumbraida aus dem ursprünglichen Zusammenhang mit der Quaternalsdecke herausgelöst und gegen NW in seine heutige Position verschoben worden.

Durch die Überschiebungsfläche des Oberbaues werden die Glieder des Unterbaues diskordant abgeschnitten und dessen tektonische Fugen unbekümmert um deren Bedeutung überdeckt.

Auf dem Pedenoloplateau liegen die südlichsten Teile der Braulioschubmasse noch dem Zwischenelement der Ortlerzone auf (vgl. Fig. 11). Gegen N „transgrediert“ die Schubmasse über die Grenze zwischen dem Zwischenelement und der Stelvioschuppe hinweg und schneidet letztere diskordant ab. Am P. Lad überdeckt das Kristallin der höheren Deckklippen die Grenze zwischen Umbrail- und Scarldecke. In ähnlicher Weise wird in der Murtarölgruppe der Kontakt zwischen Quatervals- und Serragliodecke überfahren (vgl. Taf. I).

Es liegt also offenbar eine ausgesprochene Reliefüberschiebung vor, bei welcher der in einer späteren tektonischen Phase vordringende Oberbau ein altes tektonisches Gebäude mit einem alten Relief überwältigte.

Diese Feststellungen sind im Grunde genommen nicht neu. Schon aus der SCHLAGINTWEITSchen Übersichtskarte lassen sich derartige Diskordanzen herauslesen. SCHLAGINTWEIT beschreibt auch schon die Verbiegung der Überschiebungsfläche am M. Radisca (1908, p. 250).

SPITZ äusserte sich gleichfalls sehr deutlich: „Die Deckschollen treten von S nach N auf immer höhere tektonische Glieder des Gebirgsbaues über: Von der Grenzlinie zwischen Quatervals-Mulde und Diavel-Antikline steigen sie allmählich bis zur Mora-Mulde auf, indem sie alle diese Elemente somit diskordant abschneiden“ (1914, p. 169 und 210).

Aber auch die einzelnen Schuppen des Oberbaues stossen vielfach diskordant von der Überschiebungsfläche ab. Sie besitzen bisweilen, wie beispielsweise die kristallinen Deckklippen des P. Chazforà und P. da Rims, jene Dachziegelstruktur, welche für den Oberbau der Scarldecke so charakteristisch ist. Andere Oberbauglieder sitzen scheinbar regellos, bald in die eine, bald in eine andere Streichrichtung schwankend, dem Unterbau auf; so etwa die Klippe des P. Teafondada, die Jon-dad'Onsch-Schuppen, die Murtarölschuppen usw. (vgl. Taf. VII). Schliesslich wird der Oberbau auch durch wirr durcheinandergerüttelte Schuppenhaufen gebildet wie die Schubmasse des M. Forcola.

Die Bewegungsrichtung des Oberbaues. Phasenfolge.

Die Glieder des Oberbaues sind generell gegen NW bewegt worden. Wie noch gezeigt werden wird, kann der kristalline Anteil der Schubmasse (mit Ausnahme der Pastoriserie) nur im S oder SE beheimatet werden (vgl. p. 128). Diese Tatsache allein spricht somit schon für einen Transport von S gegen N. Die meisten Strukturen des Oberbaues lassen denn auch auf einen Bewegungssinn gegen NW bis NNW schliessen, so etwa die gegen NW blickenden Stirnfalten und -umbiegungen in den Murtarölschuppen oder die Stirn der Umbraildecke und jene des Umbrailkristallin. Ebenso liegen die abgeschürften Späne des Unterbaues stets auf der NW-Seite jenes Oberbauelementes, von welchem sie abgeschert wurden. So liegen hauptsächlich vor der Stirn der Umbraildecke noch Teile, die von der Scarldecke und der Quatervalsdecke abgelöst wurden (vgl. Taf. VI). Schliesslich weisen auch die Verbiegungen, welche der Unterbau unter dem Einfluss des Oberbauvorstosses erlitten hat, wie beispielsweise die gegen NW schauende Pala-Gronda-Falte, auf einen Schub aus SE hin (vgl. R. STAUB 1937, p. 19).

Allerdings lassen sich auch aberrante Richtungen feststellen, welche aber wohl meist durch den Einfluss des Reliefs auf die vordringenden Schubmassen bedingt sind.

Dass sich die Strukturen der Unterengadiner Dolomiten nicht durch einen einzigen gebirgsbildenden Akt erklären lassen, wie dies von den älteren Geologen vielfach angenommen wurde (Faltenbogen-theorie von SPITZ usw.), sondern dass

sie das Produkt von mindestens zwei sich überlagernden gebirgsbildenden Stößen aus verschiedenen Richtungen sind, wurde zum erstenmal von EUGSTER 1923 b nachgewiesen. Auch R. STAUB, HEGWEIN und BOESCH äusserten sich in ähnlichem Sinne. Alle diese Autoren nehmen einen älteren Hauptschub aus SE an, dessen Strukturen durch einen jüngern Schub aus SSW (Umbrailphase nach BOESCH) nachträglich modifiziert und eingewickelt wurden.

Aus der EUGSTERschen Darstellung geht hervor, dass sich im Gebiete des V. d'Uina, einem rechten Seitental des Inn unterhalb Schuls, zwei verschiedene Strukturrichtungen überlagern, und zwar treten im tiefern Teil des Gebirges zur Hauptsache NW streichende Strukturen auf, im Oberbau dagegen NE streichende. Mit Annäherung an die sog. „Nordwestliche Randlinie“ finden sich jedoch auch im Unterbau gegen NE laufende Strukturelemente, nämlich die Foppamulde und die Motfalte. In ihrer südwestlichen Fortsetzung nehmen diese Faltenelemente jedoch immer mehr wieder das normale, gegen NW laufende Streichen an und werden auf diese Weise immer enger zusammengepresst und schliesslich ausgequetscht. EUGSTER schliesst aus diesem Verhalten, dass die ursprünglichen gegen NE streichenden Strukturen durch einen späteren gegen NE gerichteten Schub in die nordwestliche Richtung umgedreht wurden.

Diese Deutung muss insofern gewisse Bedenken erwecken, als auch hier in der Lischannagruppe die NW streichenden Strukturen an die tieferen Teile des Gebirges, den „Unterbau“ gebunden sind, während der Oberbau ein ungestörtes NE-Streichen beibehält. Es scheint nun unvorstellbar, dass der unter der Oberbaumasse begrabene und zwischen die umliegenden Gebirge wie zwischen die Backen eines Schraubstockes eingespannte „Unterbau“ durch einen nachträglichen NE-Schub so grundlegend umgekrempelt werden konnte, wie EUGSTER dies annimmt, während gleichzeitig der in der Luft hängende Oberbau von diesen Bewegungen nicht im geringsten angetastet wurde.

Die Strukturen des Oberbaues und damit wahrscheinlich auch seine Überschiebung müssen somit doch wohl jünger sein als die Strukturen des Unterbaues. Es ist deshalb nicht nur zwischen NE und NW streichenden Strukturen, sondern zwischen

1. NE streichenden Strukturen des Unterbaues, welche vor allem im Raume der N Scarldecke festzustellen sind (Foppamulde, Verrucanokeile des P. Sesvenna, Einwicklungsrand P. Cristannes-Mot Tavrü),

2. NW streichenden Strukturen des Unterbaues (Quatervalsstreichen), welche die häufigsten und normalen sind (Münstertaler Verrucanokuppel, Ofenpasseinwalmung, Schliniglinie) und

3. NE streichenden Strukturen des Oberbaues (Oberbaustreichen) zu unterscheiden.

Das Problem der Schubrichtungen und -phasen scheint somit noch komplexer und vielschichtiger zu sein, als man bisher annahm. Zunächst stellt sich die Frage, welche der beiden Unterbaustrukturen als die ältere aufzufassen ist. Nach der einleuchtenden Interpretation EUGSTERS, welche auch von R. STAUB und von BOESCH vertreten wird, wären die NE streichenden Faltenelemente die älteren. In der Region um S-charl erhält man dagegen fast eher den Eindruck, dass die Einwicklungen und Verfaltungen sowie die Bildung der Mittelbau-Teillappen und damit die NE streichenden Strukturen jünger sind als der restliche Bau der Scarldecke. Das Problem bleibt somit noch offen und unabgeklärt.

Mit Sicherheit scheint mir aber aus den Darlegungen von EUGSTER hervorzugehen, dass auch in der Lischannagruppe wie überall die Strukturen des eigentlichen Oberbaues jünger sind als jene des Unterbaues.

In der Murtaröl-Umbrail-Gruppe lässt sich in bezug auf die Streichrichtung der Strukturen feststellen:

1. dass die Oberbauglieder die im Quatervalssinne streichenden Strukturen des Unterbaues diskordant überlagern,

2. dass der Oberbau die Strukturen des Unterbaues nachträglich verbogen und modifiziert hat (Pala-Gronda-Falte),

3. dass umgekehrt der Oberbau jener Gebirgsgruppe nachträglich nicht mehr durch Bewegungen des Unterbaues beeinflusst wurde.

BOESCH (1937) nimmt für die zentralen Unterengadiner Dolomiten eine umgekehrte Phasenfolge an. Als Gründe erwähnt er, dass die Überschiebungsfläche des Oberbaues durch die Ofenpass-einwalmung mitverbogen wurde (p. 71) und dass am P. Laschadurella auch der Oberbaudolomit von SW her verfaltet erscheint (p. 72/73).

Immerhin wäre es auch denkbar, dass der Oberbau über eine bereits etwas verbogene Oberfläche vorgestossen ist, wie er dies auch in der Umbrailgruppe tut. Man kann aus derartigen Verbiegungen deshalb noch keine schlüssigen Altersbeziehungen ableiten.

Nach all dem Gesagten bin ich deshalb der Ansicht, dass in den südlichen Unterengadiner Dolomiten die NE streichenden Strukturen des Oberbaues jünger sind als die Strukturen des Unterbaues.

Die Frage, ob im Unterbau der Scarldecke die NE streichenden Strukturen die älteren sind und von den NNW streichenden durch den Anshub der Quaternalsdecke bedingten Strukturen nachträglich von Süden her eingerollt und überlagert wurden, oder ob hier die Phasenfolge eine umgekehrte sei, kann heute zwar noch nicht endgültig entschieden werden, doch scheint mir, durchaus in Übereinstimmung mit EUGSTER, R. STAUB und BOESCH, das erstere viel wahrscheinlicher zu sein.

Die Herkunft des Oberbaues

Die Schubmassen des Oberbaues setzen sich zur Hauptsache aus Kristallin und Hauptdolomit zusammen und werden bisweilen von einzelnen karnischen Schürflingen begleitet. Ihre Heimat wurde bisher, je nach der tektonischen Grundkonzeption, in den verschiedensten Himmelsrichtungen gesucht.

TERMIER leitet seine Umbraildecke und die kristallinen Klippen seiner Chazforàdecke aus einer fernen S Heimat her, die er in den Gebirgen N des Tonale sucht. In ähnlicher Weise vermutet auch R. STAUB in der Tonalezone die Wurzel der Umbraildecke, und es wäre dementsprechend das steilgestellte Kristallin der Tonalezone mit dem Brauliokristallin in Verbindung zu bringen (1937, p. 52).

Auch SCHLAGINTWEIT nimmt für seine Braulioscholle und das Brauliokristallin eine S Herkunft an, lässt beide aber im Gegensatz zu TERMIER schon unmittelbar S der Zebrülinie wurzeln.

HAMMER (1911 a), SPITZ & DYHRENFURTH (1914), GB. DAL PIAZ u. a. sprechen sich zugunsten eines E-W-Schubes aus, der in der Umbrailgruppe lokal auch gegen SW gerichtet sein mochte. Die kristallinen Deckklippen verbinden sich nach SPITZ schon im Vintschgau oder am Chavalatschkamm mit der Münstertaler Basis, so dass gegen E die ganze kristalline Deckenmasse des Umbrail mit dem Kristallin der Münstertaler Basis zu einer Einheit verschmilzt (Sp. & D. 1914, p. 205–206).

In neuester Zeit wurde auch die Vermutung geäußert, dass die S Engadiner Dolomiten und damit auch das Brauliokristallin gegen S bewegt worden seien und somit einer N Heimat entspringen müssten.

Eine reiche Auswahl an Möglichkeiten! Dank den Untersuchungen im Grundgebirge scheint es nun immerhin möglich, wenigstens für den kristallinen Anteil der Oberbauschubmassen in den Münstertaler Alpen die Abstammung einwandfrei festzustellen. Das Brauliokristallin mit seinen alten Sandsteinen findet verwandte Gesteinsserien nur im Kristallin der südlichen Ortlerbasis, in der sog. Phyllitgneisgruppe, welche die Quarzphyllite des östlichen Campokristallines unterlagert. Dementsprechend muss das Brauliokristallin aus einer südlichen, genauer wohl aus einer SE Heimat stammen. Weder im Raume der Scarldecke (Münstertaler Basis), noch in jenem der Ötzmasse oder in den verschiedenen Kristallinserien des Vintschgaues lässt sich ein Analogon der Braulioschiefer finden. Auch die Tonalezone mit ihren Amphiboliten und Marmoren und ihrer ausgeprägten Schlingentektonik, wie sie durch SCHMIDEGG (1936) und ANDREATTA (1948)

in der Tremenescagruppe bekanntgemacht worden ist, zeigt keine Ähnlichkeit mit dem Brauliokristallin. So bleibt nicht viel anderes übrig, als das Brauliokristallin in der Kristallinmasse der südöstlichen Campodecke zu beheimaten. Es bleibt somit also zu prüfen, ob sich nicht im Raume zwischen der Zebrülinie und der Linie von Peio irgendwo das Kristallin abspalten lässt.

Die nördlichen Teile des Campokristallines mussten allerdings erst einmal die vielfach zusammengestauchten Ortler-Triasserien getragen haben. Doch findet sich weiter im Süden, unmittelbar nördlich der Linie von Peio, eine steilstehende wurzelartige Zone von Phyllitgneisen und gelegentlichen Resten von Quarzphylliten. Dieselbe könnte sehr wohl als Wurzelzone betrachtet werden, und es wäre denkbar, dass von derselben das Brauliokristallin abzuleiten wäre.

Ähnlich steht es mit den höheren kristallinen Deckklippen, deren Casannaschiefer und Porphyrite nur in der Quarzphyllitgruppe des Campokristallines ein Gegenstück finden. In der Scarldecke, in der Ötzmasse und im Vintschgau sind mit Ausnahme von relativ kleinen Schürflingen (Alp Terza bei Münster, Schludernser Berg) die Quarzphyllite nicht bekannt.

Eine Ausnahme bildet die oberste hochkristalline Deckklippe des Pastorikammes, die vorläufig nur mit der Hochaltserie des Vintschgaues oder allenfalls mit der hochkristallinen Tonaleserie verglichen werden kann.

Naturgemäss ist es viel schwieriger, die Heimat des Hauptdolomites festzustellen. Trotz lokaler Faziesdifferenzen (dunkler Dolomit der Murtarölschuppen usw.) scheint der Hauptdolomit des Oberbaues am ehesten mit jenem der Ortler- und Quaternalsdecke verglichen werden zu können. In bezug auf seine Herkunft kann man annehmen, dass er aus dem Ursprungsgebiet des Brauliokristallines selber stammt und von diesem als seine normale, ursprünglich somit ziemlich südlich gelegene Sedimenthülle mitgebracht wurde. Das Fehlen der unter- und mitteltriadischen Glieder bleibt bei dieser Annahme etwas verdächtig, ebenso die Tatsache, dass damit in der Umbrail-Murtaröl-Gruppe der Hauptdolomit aus den verschiedensten Decken (Ortler, Quaternals, Oberbau, Scarl) im gleichen Raume übereinandergestapelt worden wäre.

Es wäre deshalb auch durchaus möglich, dass der Hauptdolomit des Oberbaues durch das andrängende Oberbaukristallin von seinem ursprünglichen Verbands, etwa der östlichen Quaternalsdecke, abgelöst und mit dem Kristallin als eigentliche Schubmasse an seine heutige Stelle verfrachtet wurde, so dass das Kristallin sich recht eigentlich „mit fremden Federn schmücken“ würde (vgl. SPITZ & DYHRENFURTH 1914, p. 209).

Baustil und Bewegungsmechanismus

Der Oberbau der Münstertaler Alpen zeichnet sich durch einen eigenartigen Baustil aus, der zur Annahme berechtigt, dass bei seiner Bildung ein besonderer Bewegungsmechanismus am Werke war. Zu diesen Eigenheiten gehören:

- das diskordante Aufsitzen der einzelnen Schollen auf der basalen Gleitfläche (Cuclèr da Jon dad'Onsch, Murtarölschuppen),
- das Einbohren der Schollen und Schubmassen in den Unterbau (P. Fier, Murtarölschuppen),
- die Hobelwirkung des Oberbaues, durch welche einzelne kleinere Schollen des Unterbaues abgeschürft und verfrachtet wurden (Pt. 2944 LK, NW des P. Schumbrida),
- die Bildung ganzer Schuppenstapel in wirrer Lagerung (Murtarölschuppen, Forcolaschubmasse),

– die Bildung von einheitlich bewegten, aber heterogen zusammengesetzten, aus verschiedenen Schuppen bestehenden Schubmassen (Forcolaschubmasse).

Die Oberbauschollen sind im allgemeinen von SE gegen NW bewegt worden (vgl. p. 128). Wie aus den Profilen (Taf. VII) hervorgeht, sind die basalen Gleitflächen des Oberbaues meist in der Bewegungsrichtung geneigt. Der Oberbau „transgrediert“ als ein offensichtlich jüngeres Stockwerk über das tektonische Gebäude des Unterbaues.

Diese ganzen Verhältnisse liessen sich wohl durch einen Gleitmechanismus im Sinne AMPFERERS erklären: Von einer durch nachträgliche Hebung gebildeten Hochzone im SE (Kulmination der SE Campodecke) glitten die Massen des Oberbaues in den Trog zwischen der nördlichen Campodecke und der Aufwölbung der südlichen Scarldecke und bohrten sich hier vor allem in den rückwärtigen Teilen der Quaternalsdecke und der Serraglioscholle fest.

Während für diese Deutung der besonderen Oberbaustruktur in der Murtaröl-Umbrailgruppe die Annahme eines rein passiven Gleitmechanismus genügen könnte, ist umgekehrt aber doch auch darauf hinzuweisen, dass im gesamten Raume der östlichen Campodecke, der Scarldecke und der Ötzmasse zahlreiche Erscheinungen bekannt sind, die unbedingt für einen aktiven Bewegungstoss aus SE sprechen.

So erscheint die Triasserie der Ortlerdecke an der Königsspitze zu einer gegen NW geöffneten Mulde aufgebogen, an deren hangenden Flügel sich das Kristallin des P. Graglia in saigerer Stellung anlehnt (vgl. R. STAUB, Profile 1921; 1937; KAPPELER 1938). Eine ähnliche Entwicklungstendenz macht sich am M. delle Scale bemerkbar, wo die Basisserie der Ortlerzone steil aufbiegt und sich in den altberühmten Terrassen von Premadio von SE her auf den Hauptdolomit der Ortlerzone legt. Letzterer wird dabei zu einer Art Stirnfalte verbogen, welche gegen NW schaut (KAPPELER 1938, p. 102).

Weiter wäre etwa an die Bildungen des Mittelbaues in der Scarldecke zu erinnern, oder an die Entwicklungstendenzen am P. Cristannes und die Bildung von höheren Deckschollen in der Lischanna und am Jaggl, sowie an die Terzaschuppe R. STAUBS usw. Überall ist hier die gleiche Tendenz spürbar: unter dem Einfluss eines Schubes aus SE wurden die höheren Teile des Gebirges als Falten oder Schubmassen gegen NW getrieben.

In diesem grösseren Zusammenhang gesehen, scheint es deshalb nicht unwahrscheinlich, dass auch der Oberbau der Murtarölgruppe von einem solchen SE–NW-Stoss bewegt worden ist, vielleicht indem die aktive Überschiebung noch mit passivem Abgleiten einzelner Massen verbunden war.

Die Schubmassen des Oberbaues in der Murtaröl–Umbrail-Gruppe

Der Oberbau der südlichen Münstertaler Alpen gliedert sich in verschiedene Schubmassen, die selber oft wieder aus ganzen Bündeln von wild zusammengestapelten Schuppen bestehen. Es ist nicht leicht, das gegenseitige Verhältnis der Schubmassen zu erfassen. In der Murtarölgruppe unterscheiden wir (p. 98):

- die Monataschuppe,
- die unteren und mittleren Murtarölschuppen, welche als Schubmasse die Monataschuppe überfahren,
- die oberen Murtarölschuppen, welche als selbständige oberste Schubmasse die übrigen Murtarölschuppen diskordant überfahren und an ihrer Basis von kristallinen Schürffresten begleitet sind.

In der Umbrailgruppe kann man ebenfalls eine Reihe von Schubmassen unterscheiden:

– die Schubmasse des Braulio-Umbraile, die sehr komplex gebaut ist und aus dem Braulio-Kristallin, dem Forcolazug, dem Umbraile-Kristallin und dem Hauptdolomit des Umbraile besteht,

– die Forcolaschubmasse, welcher die kristallinen Klippen des P. Chazforà und des P. Lad, das untere Pastorikristallin und die mit ihm verzahnten Dolomitmassen des M. Forcola angehören,

– die Pastoriserie, welche am Pastorikamm die Forcolaschubmasse noch krönt und sich in das kleine Kristallinrestchen auf dem Gipfelplateau des M. Forcola fortsetzt.

Die Forcolaschubmasse stiess in der Muldenzone zwischen dem P. Schumbraida und dem P. Praveder vor und wirkte an dieser Stelle sehr gewaltsam auf den darunterliegenden Umbrailedolomit ein, ihn zermürbend, auswalzend und in dünne Gleitbretter auflösend.

Eine Parallelisation der E und W Schubmassen ist sehr schwierig. Am ehesten geht es noch für die oberste Schubmasse. Die Schuppen der Forcolaschubmasse setzen sich in die oberen Jon-dad'Onsch-Schuppen fort. Sie gehören sehr wahrscheinlich mit der Deckklippe des P. Teafondada und damit mit den oberen Murtarölschuppen in den gleichen Zusammenhang. Dagegen ist das Verhältnis zwischen den übrigen Schubmassen der Murtarölgruppe und der Schubmasse des Braulio-Umbraile noch ungeklärt.

ANHANG ZUR TEKTONIK

Die Bruchsysteme

Das ganze komplizierte Bauwerk der S Engadiner Dolomiten wird noch zusätzlich von zahlreichen Sprüngen und Brüchen durchsetzt, die, obwohl sie bisweilen zu den schönsten geologischen Erscheinungen des Gebietes gehören, doch merkwürdig wenig beachtet geblieben sind. Sie sind für die Tektonik ja meistens nicht von sehr grosser Bedeutung, können aber immerhin Sprunghöhen von über 100 m erreichen.

Man kann zwei verschiedene Bruchsysteme unterscheiden: ein Bruchsystem des Unterbaues und ein solches des Oberbaues.

I. Das Bruchsystem des Unterbaues: Es verdankt seine Anlage wohl in erster Linie dem Anschlag der Quaternals- und der Serragliodecke an die Scarldecke. Dementsprechend verlaufen die Brüche im allgemeinen ca. SSW–NNE bis SW–NE. Doch gibt es auch stärkere Abweichungen von der Hauptrichtung. Die Brüche durchsetzen vornehmlich die Scarldecke. Zu diesem Bruchsystem gehören:

1. der schon von Böse beschriebene Bruch von Punt la Drossa
2. die Munt-la-Schera-Brüche,
3. der Bruch des V. dell'Orsa, der von Spitz bereits kartiert, aber nicht als Bruch eingezeichnet wurde. Er besitzt eine Sprunghöhe von über 100 m und senkt die Wetterstein-Raiblerplatte von Juf plaun, welche ursprünglich die direkte Fortsetzung des M. Buffalora-Gipfels sein mochte, ab. Der Bruch des V. dell'Orsa scheint sich N der Ofenstrasse in den Caschlotbruch fortzusetzen.
4. Der Bruch von Fopp da Tamangur (LK), der sich über Alp Champatsch bis ins Münstertal fortzusetzen scheint.

II. Das Bruchsystem des Oberbaues: Auch im Oberbau sind eine Anzahl von Brüchen feststellbar, die ungefähr SE–NW bis SSE–NNW laufen und mit den Bewegungen des Oberbaues in Zusammenhang stehen. Gelegentlich durchsetzen gleichlaufende Brüche auch den Unterbau, vor allem die Quaternals- und

die Ortlerdecke. Morphologisch erscheinen sie als auffällige, oft ziemlich breite Schuttrinnen und Zerrüttungszonen, welche die Dolomitklötze des Oberbaues \pm senkrecht durchschneiden.

Dem Bruchsystem sind zuzuzählen:

1. Die Nair-Tavrü-Brüche: Von Juf plaun aus sind die 3 gewaltigen Brüche, welche als senkrecht stehende Schuttrinnen die mächtigen Dolomitwände des P. Nair und des P. Tavrü durchsetzen, prachtvoll zu sehen.

2. Die Murtarölbrüche: Der Gipfel des P. Murtaröl wird von einem mächtigen Bruch durchsetzt, der aus einer 30 m breiten, völlig zu feinem Dolomitgrus zerriebenen Zone besteht und den Gipfel senkrecht durchschneidet. Auf der N-Seite ist er durch Schutt und Gletscher verdeckt. Parallel zum Gipfelbruch laufen noch weitere, meist stark von Schutt bedeckte Brüche.

3. Die Brüche des P. Teafondada: Die Westschulter des P. Teafondada wird von mehreren kleineren Brüchen durchschnitten, an welchen das Kristallin auf der Schulter treppenartig versetzt worden ist. Harnische und tektonisierte Zonen kennzeichnen die einzelnen Brüche, welche sukzessive den W-Teil abgesenkt haben.

4. Der M. Forcola-Bruch, welcher den M. Forcola und den NE-Grat des P. Schumbraida durchsägt und das Kristallin der Fuorcla Schumbraida gegen W um ca. 70 m in die Tiefe versetzt.

5. Der Dössradond-Bruch: Er besitzt eine maximale Sprunghöhe von über 100 m. Auf Alp Dössradond folgt er dem kleinen Tälchen unmittelbar E des Kristallinlagers, so dass das Kristallin gegen E durch den Bruch begrenzt wird.

Die Kartierung auf der SPITZ-Karte ist hier unrichtig. Nur das Hügelchen unter dem o von Dössradond besteht aus anstehendem Kristallin. Das Hügelchen unter dem dritten d von Dössradond wird bereits von der Quaternalsdecke aufgebaut. Der Bruch läuft durch das Tälchen zwischen den beiden Hügelchen und trennt so das Kristallin des Oberbaues von der Quaternalsdecke auf der Gegenseite.

Der Bruch läuft geradlinig weiter ins Val Dössradond und folgt ungefähr seinem Bachlauf, immer das Kristallin des Pastoripasses von der Hauptdolomitplatte des Umbrail trennend. Er steht nicht ganz senkrecht, sondern fällt steil gegen W ein.

Schliesslich sind noch einige Brüche zu erwähnen, deren tektonische Bedeutung noch nicht restlos abgeklärt ist. Diese durchschneiden den Kamm südlich des Cuclèr da Jon dad'Onsch in E-W bis ESE-WNW Richtung und scheinen sich gegen W wie gegen E weiter fortzusetzen. In dem Bacheinriss, der vom Sattel zwischen dem Cuclèr da Jon dad'Onsch und dem Pt. 2781.4 LK kommend im mittleren Val Schumbraida mündet, ist ein solcher Bruch blossgelegt und wird durch senkrecht stehende, dick mit weissem Dolomitspat ausgekleidete Klüfte markiert. Auf der Westseite des Pt. 2781.4 sind die Plattenkalke der Quaternalsdecke längs des gleichen Bruches um einen ansehnlichen Betrag verstellt worden. Auch am Nordgrat des P. Magliavachas treten derartige Brüche auf (vgl. Fig. 7).

Ein weiterer sehr seltsamer „Bruch“ zieht etwa 500 m weiter südlich von dem erwähnten Bruche durch. Er ist als breite Zerrüttungszone schon im östlichsten, gegen die Fuorcla Schumbraida ziehenden Talast des hinteren Val Schumbraida zu erkennen und lässt sich gegen W über den Sattel zwischen Pt. 2781.4 LK und Pt. 2944 LK bis in jenes Bachtobel auf der Westseite des Val Teafondada verfolgen, welches von Pt. 2350 LK gegen W abzweigt. Der „Bruch“ ist vielfach von Kristallin und Carnien begleitet und besitzt wahrscheinlich eine besondere tektonische Bedeutung. Vgl. Fussnote p. 99.

ZUSAMMENFASSUNG

*Erläuterungen zur tektonischen Karte (Tafel VI)
und zu den Profilen (Tafel VII)*

Die beiden tektonischen Grosseinheiten, die das behandelte Gebiet begrenzen, sind im Süden das Kristallin der mittelostalpinen Campodecke, im Norden die wahrscheinlich ebenfalls mittelostalpine Einheit der Scarldecke. Letztere trägt über ihrem kristallinen Kern, dem Sesvennakristallin, ein reichhaltiges permisch-mesozoisches Schichtprofil, das mit einem stellenweise sehr mächtigen Verrucano beginnt und eine vollständige, relativ gut entwickelte Trias, im Norden auch Lias, fraglichen Dogger, Malm und Neocom umfasst. Die Scarldecke bildet südlich des Münstertales eine mächtige Kulminationszone, die Münstertaler Verrucanokuppel, und taucht dann längs der Gallolinie gegen Süden plötzlich steil unter die von Süden her angeschobenen Decken ein. Auf ihrer ganzen Breite vom Spöl bis an die Umbrailstrasse und wahrscheinlich noch weiter gegen Osten bis in den Zumpanell N des Ortlers lässt sich das bestimmte und eindeutige Abtauchen der Decke feststellen.

Das grosse Areale umschliessende Campokristallin bildet die mächtige Stammwurzel der mittelostalpinen Decken. Es wird westlich von Livigno durch tiefere mittelostalpine Serien abgelöst (Casannazone, Murtirölserien usw.). Gegen Norden versinkt das abtauchende Campokristallin unter den mehrfach übereinandergestossenen Sedimentserien der Campodecke.

Zunächst folgt über dem Kristallin und normal stratigraphisch mit ihm verknüpft die Basisserie (Basischuppen KAPPELERS), eine schwächliche, stark verschürfte und verschuppte Triasserie, die meist nur unter- bis mitteltriadische Glieder, auf Alpe Trela jedoch auch Obercarnien und Hauptdolomit umfasst. Über einer markanten Gleitfläche, der sog. Zebrulinie, folgen die Glieder des Ortlersystemes, und zwar zunächst die mächtige Sedimenttafel der Ortlerzone, die aus Hauptdolomit und Rhät, im Westen auch aus Lias, Dogger, Malmradiolariten, Aptychenkalk und Couches rouges besteht. Darüber liegt die Quaternalsdecke, eine mächtig aus spärlichem Obercarnien, Hauptdolomit, Prà-Grata-, Quaternals- und Kössener-Schichten zusammengesetzte Sedimentzone, die ihrerseits wieder von einer relativ geringmächtigen norischen Zone, der Serraglio-Diavel-Scholle, überdeckt wird. Faziell stehen diese Sedimentserien einander sehr nahe und erinnern bereits sehr stark an die Fazies der nördlichen Kalkalpen (Plattenkalke). Die einzelnen Deckentafeln des Ortlersystemes scheinen von ihrem ursprünglichen Ablagerungsraum auf dem Rücken der Campodecke abgelöst und in die Depressionszone zwischen der nördlichen Campodecke und der Scarldecke eingeschoben worden zu sein. Der Kontakt zwischen der nördlichen Quaternalsdecke und der Scarldecke ist in Val del Gallo eine ausgesprochene steilstehende und stark zerrüttete Anschlagzone und keine Überschiebungsfläche. Alle drei Deckentafeln lassen sich gegen Westen bis ins Engadin verfolgen, die Ortlerzone sogar noch einmal so weit, bis in den P. Toissa bei Tiefencastel.

Dieser einfache und grosszügige Deckenbau mit seinem dem Westalpenbogen an dieser Stelle entsprechenden WNW-ESE Streichen wird durch sehr gewaltsame Bewegungsvorgänge aus SE, die möglicherweise mit dem Vormarsch der Ötzdecke in Zusammenhang stehen, stark in Mitleidenschaft gezogen. Die ganze verwickelte Innentektonik des Gebietes ist weitgehend die Folge solcher südöstlicher Stösse, welche den ursprünglich klaren und einfachen Deckenbau durch die Überlagerung eines komplizierten Schuppen- und Schollenwerkes stark verwischten.

In den Gebirgen des Ortlers ist die Ortlerzone selber durch solche Bewegungen stark beeinflusst und verbogen worden, was sich im Umschwenken der Streichrichtungen und besonders augenscheinlich in der grossartigen Aufbiegung der Königsspitzenmulde oder auch in den Verbiegungen der Ortlerzone am M. delle Scale bei Bormio äussert.

Zwischen Trafoi und dem M. Braulio wird das oberste Glied der Ortlerzone, die sog. Stelvioschuppe, durch das Brauliokristallin überlagert. Dieses wird durch ausgequetschte Sedimentzüge, nämlich den aus Raibler bestehenden Forcolazug und den Dolomitkeil des Fallaschjoches, in einzelne Schollen aufgeteilt und zwar von S nach N in die Braulio-Rötlspitz-Scholle, die Umbrail-Costainas-Scholle und die Chavalatschschuppe. Das Brauliokristallin besteht aus sauren Augengneisen, Braulioschiefern und alten Sandsteinen.

Über und vor dem Brauliokristallin liegt die Hauptdolomittafel der Umbraildecke, welche heute als deutlich gegen NW bewegtes Ostende der Quaternalsdecke aufgefasst wird. Am P. Lad bei Sta. Maria prallen das Umbrailkristallin und die Umbrailsedimente mit voller Wucht von SE her an den Wall der Scardecke, wodurch deren Sedimentserie, in erster Linie die oberkarnischen Schichten, ausgequetscht und in einem merkwürdigen, von W-E und SW-NE streichenden Detailstrukturen bestimmten Sedimentbündel (Rückfalte des P. Mezdi, oberkarnische Serie des Pizzet, Hauptdolomit von Rims pitschen) zurückgelassen wird. Die breite Zertrümmerungszone, welche der Anprall der Umbraildecke an die Scardecke verursachte, ist im oberen Val Madona gut aufgeschlossen.

Im Chavalatschkamm ist das Kristallin der Chavalatschschuppe in einer leichten Depression der Münstertaler Verrucanokuppel nach NW durchgebrochen. Da allgemein der Hauptdolomit des Fallaschjoches mit der Umbraildecke parallelisiert wird, muss das Chavalatschkristallin bereits zu den höheren Deckschollen und Schubmassen gehören, die in der Gruppe des P. Umbrail-P. Murtaröl eine weite Verbreitung haben und auch hier i. A. gegen NW bewegt worden sind. Im Chavalatschkamm sind dazu die Chavalatschschuppe und die höchsten, aus Quarzphylliten bestehenden Deckklippen des P. Minschuns und des P. Sielva zu zählen, in der Umbrailgruppe das Chazforà-Lad-Kristallin (u. a. Quarzphyllite), die Forcolaschubmasse und die Deckklippe der hochkristallinen Pastoriserie (Glimmerschiefer, alte Marmore, Amphibolite) und in der Murtarölgruppe die Monatschuppen und die Murtarölschuppen. Auch weiter gegen Westen scheinen solche höhere, nachträglich überschobene Schollen aufzutreten, so am P. del Ferro, am Corno dei Cavalli usw. Alle diese höheren Schubmassen bestehen aus Kristallin und Hauptdolomit, wobei im E das Kristallin, im W wirr verschuppte und regellos gelagerte Hauptdolomit-Schuppenhaufen weitaus dominieren. Es wäre möglich, dass diese Schuppen durch rein passive Gleitung von einer im S gelegenen Kullmination der Campodecke an ihre heutige Stelle abgerutscht sind.