

Exkursion III / 1:

Rätikon

Mit 2 Tafeln

Von **O. Reithofer***) und **O. Schmidegg***) mit
Beiträgen von **R. Oberhauser***)

Uebersicht

(Von O. Schmidegg und O. Reithofer)

Der Rätikon wird zur Hauptsache aus einer mesozoischen Sedimentserie aufgebaut, die dem Oberostalpin angehört und der Lechtaldecke zugerechnet wird. Darunter liegen unterostalpine bis penninische Serien, auf die das Oberostalpin in ungefähr S-N-Richtung aufgeschoben wurde, wie aus der Lage der B-Achsen (Faltenachsen z. T.) hervorgeht. Die liegenden Serien wurden bei diesen Bewegungen stark verschuppt und ausgewalzt.

Besonders gilt dies für die unmittelbar unter der oberostalpinen Deckplatte liegende Serie, der sog. „Aros er Zone“. Sie besteht hier im westlichen Rätikon fast durchaus aus jüngeren Gesteinen: Schiefer und Sandsteine von vermutlich Kreidealter, oft flyschartig, in die einzelnen Linsen und Lagen von Ophioliten (Serpentin, Melaphyr), Quarziten, Kalkgesteinen und Breccien eingeschaltet sind.

Die oberostalpine Deckplatte besteht aus einer Schichtfolge, die vom Buntsandstein bis zur Kreide (Cenoman—Turon) reicht. Sie ist in einzelne große Schollen zerbrochen, die vor allem in südlichen Bereichen schuppenförmig übereinander liegen. **Danach folgen** von unten nach oben: 1. Die Heuspielscholle, 2. Die Dreischwestern-Fundelkopf Scholle, 3. Die Gorvionscholle, 4. Die Zimba-Schesaplana-Scholle, die nach Osten mit dem Davennastock zusammenhängt. Dazu noch einige kleinere Schollen am Nordrand des Rätikon.

Bei den Schollenbewegungen haben die Raibler Schichten mit ihren ausgedehnten Gipslagen sehr oft als ausgezeichnetes Gleitmaterial gewirkt, so daß die Schollen vielfach an diesen Horizonten abgeschert wurden. An den Trennfugen zwischen den Schollen sind fast überall Gesteine der Aros er Zone mitgeschleppt worden und finden sich nun

*) Anschrift der Verfasser: Dr. Oberhauser und Dr. O. Reithofer; Geologische Bundesanstalt, Wien III, Rasumofskygasse 23. Dr. O. Schmidegg, Innsbruck, Innrain 115.

als schmales Band zwischen den Schollen. Die Arosener Zone ist an mehreren Stellen auch aufbruchartig in die Höhe gepreßt worden und tritt nun fenster- oder halbfensterartig zu Tage (Vallorsch, Gamptal, Brandner Golm und Loischkopf). Darin sind die Gesteine der Arosener Zone in ungefähr ost-westwärts streichenden steilstehenden Zügen eng gequetscht und stark durchbewegt, oft mit haselgebirgsartiger Struktur mit den typisch gerundeten härteren Bestandteilen (hier meist Sandsteine).

Im Bereich W des Brandner Tales liegt das Fenster des Brandner Golm im Kern eines nach E abtauchenden Triasgewölbes und steht mit dem ausgewalzten Band aus Arosener Zone an der Schollengrenze in Verbindung und damit auch mit dem Fenster des Loischkopfes. Letzteres keilt nach E hin östlich des Alvier Baches an der Schollengrenze aus, die weiter nach E in das Klostertal zieht.

Die Zimba-Schesaplana-Scholle ist durch die allgemeine Einengung in Richtung S—N bis SSE—NNW, seltener SE—NW in vorwiegend ungefähr E bis ENE und NE streichende Falten- und Muldenzüge geformt worden. Im S an der Lüner Alpe hat sich auch eine Teildecke durch Überfaltung von Buntsandstein über Muschelkalk und weitere Aufschichtung auf Raibler Schichten gebildet.

Bemerkenswerterweise kommen aber auch ausgedehntere Verfaltungen und Verbiegungen mit steilen Achsen vor, als Auswirkung von E—W-Bewegungen an steilen Schichtlagen. Vor allem weist der mächtige Hauptdolomit 2 große Verbiegungen auf: am Schafgafall und auf der Toten Alpe. Auch die Kössener Schichten sind durch ihre gute Teilbeweglichkeit stark verfault worden, und zwar besonders am Südrand der Schesaplana-Hochfläche, auch E des Gipfels. Eng verbunden mit diesen steilachsigen Verfaltungen kommen auch solche gleichen Ausmaßes mit flachen Achsen vor. Ein Zeichen für die Gleichzeitigkeit dieser Verformungen. Die Großformen (Muldenzüge) sind aber doch mehr nach flachen E—W-Achsen gebildet.

Die ausgeprägteste Mulde ist eine Zone jüngerer Gesteine (bis Cenoman—Turon), die Valbonamulde, die über die nach W abfallenden Vorberge der Zimbagruppe mit NE—SW-Streichen in das Brandner Tal zieht, wo sie auf der Flur A. nach S abbiegt. Dieses N—S-Streichen entspricht aber keiner Muldenachse, sondern nur einem Anschnitt nach einer N—S-Kluft (Brandner und Schattenlagant-Wand); denn die Faltenachsen streichen auch hier E bis ENE. Zum Hangendschenkel gehört die mächtige Hauptdolomitmasse der Brandner Mittag Sp. Bei der Schattenlagant A. enden die jungen Schichten der Mulde in einer Muldenumbiegung mit E—W-Achse. Die Mulde steht aber weiter nach W mit der bekannten Wildberg-Mulde in Verbindung, einer ebenfalls nach N überschlagenen

Mulde mit Kreideschiefern im Kern. Weiter im N sind letztere auch dem Mottakopf aufgeschoben.

Auch die Zimba trägt eine Mulde, die mit ihrem Kern von Kreideschiefern stark zusammengeklappt ist. Die Mulde an der Schesaplana Südseite enthält hauptsächlich Rät und wenig Lias. Der ganze Hauptdolomit mit den darauf liegenden Mulden streicht nach W über der tieferen Gorvion-Scholle in die Luft aus.

Die Drei-Schwestern-Fundelkopf-Scholle, die mit ihrem östlichen Teil in das Gebiet des nördlichen Brandner Tales hereinreicht, bildet hier eine flache Mulde, deren N- und S-Ränder stärker aufgebogen sind. Die Schichtfolge reicht von Muschelkalk an der Basis (selten kleine Reste von Buntsandstein) bis zu Hauptdolomit, der die schroffen Gebirgskämme aufbaut. Die Raibler Schichten sind wechselvoll ausgebildet: Kalke, Dolomite, Sandsteine, Tonschiefer und Rauhacken mit mächtigen Gipsen.

Die Tektonik erfolgte im Rätikon im wesentlichen durch S—N-Bewegungen, sowohl bei der Überschiebung und in den Deformationen der Unterlage als auch in der Lechtaldecke. In den tieferen Teilen der Decke kam es vielfach zu starken Einengungen („gebundene Tektonik“), in höheren auch zu größeren Transporten in Form von Teildeckenbewegungen („freie Tektonik“). Das gilt auch für die eingeschleppte Arosener Zone, besonders am Loischkopf. Es können also im selben Gebiet beide Arten von Tektonik vorkommen. Der östliche Bereich der Lechtaldecke drang im gesamten gegenüber dem westlichen weiter nach N vor, so daß es mit gleichzeitiger E—W-Beanspruchung zu scharfen Umbiegungen des mächtigen Hauptdolomitstranges und steilachsigen Verfaltungen besonders in den Nachbargesteinen kam. Auch zu Bewegungen in Richtung SE—NW bis ESE—WNW kam es örtlich im Rahmen dieses dreidimensionalen Bewegungsbildes. Daher auch das NE—SW-Streichen der Valbonamulde.

Im allgemeinen haben E—W-Bewegungen im Bereich des Rätikons gegenüber den S—N-Bewegungen nur geringe Bedeutung. Jedenfalls sind sie aber nicht wesentlich später erfolgt, sondern beide Bewegungen in einem Großakt, „einzeitig“.

In einer späteren Phase kam es anschließend zu Bruchbewegungen.

O des Lünensees verläuft die Grenze der Zimba-Schesaplanscholle auf der SO-Seite des Roßberges, des Salonienkopfes und des Freschlukopfes entlang gegen NO und folgt N der Unteren Salonienalpe ein Stück dem Tal gegen N. Da der Golmerjochzug nicht von der Zimba-Schesaplanscholle getrennt werden kann, zieht die Grenze auf der S-Seite dieses Buntsandsteinzuges bis über das Grüneck nach O und von dort auf der N-Seite des Buntsandsteins wieder zurück nach W. Weiterhin folgt die

Grenze dem Unterlauf des Zaluandabaches gegen N und annähernd dem des Rellsbaches entlang gegen ONO. S des Lünnersees schließt an die Zimba-Schesaplanascholle nach S die Aroser Schuppenzone an. Während ihre S-Grenze durch den N-Rand des Sulzfluhkalkes klar vorgezeichnet ist, gehen die Ansichten über den Verlauf ihrer N-Grenze stark auseinander.

Die N der Aroser Schuppenzone an der SO-Grenze der Zimba-Schesaplanascholle liegenden Schuppen der Salonienalpe, die zuerst von W. O. LEUTENEGER kartiert wurden, lassen sich nicht von denen auf der W-Seite des Hätabergerjoches abtrennen. Der von M. BLUMENTHAL als Tilisunaschuppe zusammengefaßte Gesteinszug von Schwarzhornamphibolit mit Serpentin und Granitgneisen erstreckt sich von der Tilisunaalpe im O bis zum Kessikopf im W. Die Zugehörigkeit der Tilisunaschuppe zur Aroser Schuppenzone wurde bisher ebenso anerkannt wie die der S davon sich bis zum N-Rande der Sulzfluhdecke ausbreitenden Gesteine. Zwischen dieser Decke und der Tilisunaschuppe liegt der Verspalaflysch, der vom Gampadelstal bis ins Gauertal durchzieht und W von Verspala vom Granitgneis des Bilkengrates unterlagert wird.

Die N-Grenze der Schuppen der Salonienalpe und der nach O anschließenden Sedimentzüge verläuft auf der N-Seite des Kilkatobels W und S unter dem Hätaberger Joch vorbei nach O zur Latschätz Alpe, überquert das Gauertal gegen ONO und zieht S von Hohegga zum Wildbad im Gampadelstal hinab. Den Raum N dieser Grenze nehmen die Gesteine der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer ein, von M. BLUMENTHAL als Golmer Lappen aber besser als Golmer Scholle bezeichnet, die nach W bis an den Rellsbach reichen, während sie gegen O \pm dem Gampadelsbach entlang unter das Kristallin der Silvrettadecke untertauchen. Die W-Grenze dieser Decke verläuft weiter gegen S ansteigend zur Tilisuna Alpe und von dort gegen SSW zum Plasseggenpaß. Innerhalb der Golmer Scholle treten als tektonische Einschaltungen von Sedimentgesteinen der Lechtaleinheit außer dem Golmerjochzug der Sedimentkeil des Kristakopfes, die Auenlatschmulde, die Ganeuerzüge und die Golmerbachmulde auf.

An das Golmer Kristallin schließt nach S der Sedimentzug der Mittagspitze an, zu dem nach M. BLUMENTHAL außer dem Hangend- und Liegendflügel der Mittagspitzmulde das Geisspitz- und das Hoher-Mann-Muldenstück und die Salonienaschuppen gehören. Zwischen dem Sedimentzug der Mittagspitze und der Tilisunaschuppe liegt das Kristallin der Walser Scholle, das sich nach W nur bis ins Gauertal hinab erstreckt und an seinem S-Rande von einer ganz schmalen Aroser Schuppenzone begleitet wird. Die Trias der Tschaggunser Mittagspitze steht nicht mehr im nor-

malen Verband zu ihrer Unterlage. Die wenig mächtige Schichtserie des Nordflügels (Muschelkalk bis Hauptdolomit) entspricht in keiner Weise der des Südflügels (Buntsandstein und Raibler Schichten bis Liasfleckenmergel), so daß nicht von einer normal gebauten Mittagspitzenmulde die Rede sein kann. Es kann nirgends beobachtet werden, daß die kristallinen Flügel unter der Mittagspitzmulde zusammenschließen. Die Mittagspitzenzone endet im Gampadelstal nicht gegen O, sondern ihre Gesteine tauchen in dieser Richtung unter das Kristallin der Silvrettadecke unter.

Während der Grüne Granit auf der W-Seite des Gampadelstaales den den Gipfel der Mittagspitze aufbauenden Hauptdolomit des Hangendflügels (= Südflügel) unterlagert bzw. an dessen S-Grenze angelagert ist, überlagert er auf der O-Seite des Gauertales den Hauptdolomit und die S davon folgenden Aptychenschichten des Liegendflügels (= Nordflügel). Der Hangendflügel der Mittagspitzmulde ruht zwischen dem Gampadels- und Gauertal einer tektonisch tieferen Einheit auf, da der grüne Granit schon 1924 von R. STAUB zur Aroser Schuppenzone gerechnet wurde, und auch J. CADISCH vermutet, daß dieser Granit ins Unterostalpin zu stellen ist. Die Gesteine der Walser Scholle stellen keine Fortsetzung der Golmer Scholle nach S dar. Im nördlichen Teil der Walser Scholle tritt der Grüne Granit auf, der ein für die Phyllitgneiszone völlig fremdes Gestein ist. An diesen Granit schließt nach S ein Gestein an, das eine gewisse Ähnlichkeit mit den Biotitschiefern der Silvrettadecke hat. Lageweise tritt hier an Stelle des Biotits auch ebenso feiner Muskowit. Dieses Gestein, das ebenfalls nicht recht in die Phyllitgneiszone paßt, wird von mehreren Gängen des Grünen Granits durchsetzt, der in der Golmer Scholle nirgends auftritt. Anschließend nach S treten eher feinkörnigere Phyllitgneise und Glimmerschiefer auf, die mit den biotitschieferähnlichen Gesteinen wechsellagern. Auch M. RICHTER ist 1958 zur Überzeugung gelangt, daß die Serie des Walseralprates viel mehr dem Kristallin der Aroser Schuppenzone als dem der oberostalpinen Decke entspricht. Die Walser Scholle überfährt auf der O-Seite des Gauertales die Sedimente des Hangendflügels und überlagert diese als Deckmasse. Diese Lagerungsweise nimmt auch das Kristallin der Golmer Scholle ein, indem es zwischen der W-Seite des Gauertales und dem Hätabergerjoch als eine Überschiebungsmasse die S davon liegenden Triasgesteine überlagert.

Den Sedimentzwickel von Garmil im oberen Gampadelstal unterhalb der Tilisuna Alpe will M. BLUMENTHAL keinesfalls mit den Sedimenten der Mittagspitze verbinden, obwohl dies mit der Auffassung von O. AMPFERER übereinstimmend die einfachste und natürlichste Erklärung wäre. H. P. CORNELIUS hat im Jahr 1921 den Gneiskeil Kessikopf—Geisspitze—Bilkengrat für Unterostalpin gehalten, ebenso das Triasband im oberen Gam-

padelstal. Auch der Kalk mit den Kieselkonkretionen NO unter dem Plassegenpaß gleicht aufs Haar dem Liaskieselkalk, wie er für Teile des unterostalpinen Gebietes charakteristisch ist. M. BLUMENTHAL muß zugeben, daß der Lias des Gampadeler Sedimentstreifens den gleichen faziellen Typus repräsentiert wie der Liaskieselknauerkalk der Mittagspitzenzone, der einen gegenüber der Lechtaleinheit veränderten Sedimentbestand aufweist. Die Trennung des Gampadeler Sedimentstreifens von den Gesteinen der Mittagspitzenzone ist sehr willkürlich. Da die Sedimentgesteine der Mittagspitze auf ihrer O- und S-Seite auf dem unterostalpinen Grünen Granit aufruhend und auf ihrer W-Seite von demselben überlagert werden, wäre es vielleicht angebracht, den ganzen Sedimentzug von der Mittagspitze bis zum Kessikopf ebenfalls zum Unterostalpin zu rechnen und ebenso das Kristallin der Walser Scholle. Auch M. RICHTER hat 1958 mit Recht betont, daß es nicht möglich ist, die Serie der Mittagspitze von der Serie des oberen Gampadeltales zu trennen. M. RICHTER erwägt die Möglichkeit, daß die Mittagspitze gar nicht in das Oberostalpin hineingehört, sondern daß sie der Aroser Schuppenzone zuzuordnen wäre, wie er dies auch auf seiner tektonischen Übersichtsskizze zur Darstellung gebracht hat.

Die der Aroser Schuppenzone angehörenden Aptychenschichten S der Tilisuna-Schuppe setzen sich nach O über das Gauertal fort, wo sie im Letzitobel die Liaskieselknauerkalke überlagern und in ihrem nördlichen Teil von dem Grünen Granit überlagert werden. Auch dieser Umstand könnte für die Zugehörigkeit der Mittagspitzensedimente zur Aroser Schuppenzone sprechen.

Exkursionsweg.

(von R. Oberhauser, O. Reithofer und O. Schmidegg)

Fahrt Bludenz—Brand (Autobus)

1. Tag: Die Straße führt durch den tieferen Teil der Fundelkopf-Scholle. Am Eingang der Bürserschlucht (or. links) steht Muschelkalk an, dessen steilstehende Schichtbänke in einem Steinbruch abgebaut werden. Schluchteinwärts sind darüber in flacher Lage die mächtigen Bänke von Bürser Konglomerat sichtbar, die Ablagerungen der Mindel-Riß Interglazialzeit darstellen.

Die Straße windet sich nun in Kehren über Partnachschiefer und Arlbergkalk empor. Höher oben an der 3. Kehre eine Bank von Bürser Konglomerat, auf dem Moränen des Ilgletschers mit großen Kristallinblöcken liegen. Dann folgen Terrassenschotter, die sich bis zum Ausgang des Schesatobels nahe Bürserberg hinziehen.

Durch unvernünftige Abholzung im vorigen Jahrhundert ist in diesem die rasche Ausräumung der mächtigen diluvialen Sedimente erfolgt, deren Auswirkung sich bis ins Rheintal bemerkbar machte. Die Verbauung des gewaltigen Tobels, der schon von Bludenz aus sichtbar ist, kostete bisher schon enorme Summen und ist noch nicht beendet.

Nach Bürserberg wird mit dem an der Straße anstehenden Arlbergkalk und dem tiefer unten sichtbaren Muschelkalk der Südflügel der Fundelskopf-Mulde durchfahren. Eine Talweitung mit flacheren Wiesen zeigt die an der Schollengrenze auftretende Arosener Zone an, die hier das Tal quert, gute Aufschlüsse aber nur in der Schlucht und an der anderen Talseite bietet. Nun folgt an der Straße der Hauptdolomit der Zimbaschesaplana-Scholle, der den Daleu aufbaut, und im Schleifwaldtobel (Beginn der Ortschaft Brand) Raibler Schichten mit mächtigen Gipslagern.

In der auf der anderen Talseite aufragenden Felswand (am Fuße der Wasenwand) verlaufen die Schichten, es sind hauptsächlich Fleckenmergel und Kössener Schichten, die der Valbona-Kreidemulde angehören, quer zum Tal und werden von einer längs des Tales verlaufenden Störung abgeschnitten. Weiterhin folgt stark verschmälerter Hauptdolomit und Raibler Schichten, die nunmehr in das aus älteren Gesteinsgliedern bestehende Gewölbe von Brand mit dem Kern aus Buntsandstein überleiten.

Brand—Niggenkopf (Seilbahn)

Die Gondel schwebt längs eines Grabens empor, der sich zuunterst im Muschelkalk, dann in Partnachschiefern eingeschnitten hat. Die Bergstation Niggenkopf steht auf Muschelkalk, und zwar den hangendsten Lagen desselben (Illyr), in denen mehrfach Tonschieferlagen eingeschaltet sind. Im oberen Teil des Weges folgen darüber wieder Partnachschiefer. Der horizontale Weg zur Palüdhütte quert die ganze Muschelkalkserie und gelangt dann in die Gesteine der Arosener Zone. Der Kammrücken, auf dem die Palüdhütte steht, wird noch von Muschelkalk und Partnachschiefern gebildet, die dem die Arosener Zone nach E ummantelnden Oberostalpin angehören und tektonisch etwas zerstückelt sind. Buntsandstein ist in einem kleinen Rest W der Kammwurzel erhalten. Arlbergkalk folgt weiter unten.

Dieser etwa 1 km mächtige Aufbruch von Gesteinen der Arosener Zone ist meist sehr schlecht erschlossen. Doch lassen die wenigen guten Aufschlüsse erkennen, daß die stark durchbewegten und gequetschten Gesteinszüge bei ungefähr E—W-Streichen vorwiegend steil stehen. Die Hauptmasse der Schiefer verwittert sehr rasch und zerfällt zu einer bröckeligen, oft lehmigen Masse, in der auch die härteren Lagen (Sandsteine bis Quarzite, z. T. kalkig) meist zu Blöcken zerfallen sind. Breccien,

rote Konglomerate, Serpentin, Kalke und andere mehr linsig auftretende kennzeichnende Gesteine, sind meist nur als Lesesteine vorhanden.

Der Weg führt durch den Bereich der Arosler Zone nach abwärts und erreicht beim Zaun (1537 m) wieder Partnachschiefer und Blöcke von Muschelkalk. Dann folgt Moräne und an der Bergkante ein Aufschluß der Randzone: Serpentin als Bestandteil der Arosler Zone, dann Buntsandstein, dolomitischer Muschelkalk und Partnachschiefer. Der weitere Abstieg führt über die Palüd Alpe mit Aufschlüssen von Partnachschiefern und Anbergkalk, zum Schluß Moräne bis ins Tal.

Im S ragt das Hauptdolomitmassiv des Mottakopfes mit der Gipfelüberschiebung aus Kreideschiefern empor. An seinem Fuß der aus Raibler Schichten (Kalk, Dolomit, Rauhwacke und Gips) bestehende Mittelberg.

Fahrt Brand—Lünersee (Douglashütte)

Die Talstufe unter den Wänden des Mottakopfes liegt wie diese in Hauptdolomit, der nach S in Plattenkalk übergeht. Der Alvier-Bach hat sich darin mit dem Kesselfall in einer Klamm eingeschnitten.

Es wird nun die große Kreidemulde Valbona—Wildberg gequert. An der E-Seite des Tales ist in der Wand N der Schattenlagant A. der Anschnitt des Liegendschenkels der Fluralm-Mulde schön zu sehen. Von unten nach oben folgen: Oberrätische Riffkalke, rote Liaskalke, gelbliche Fleckenmergel, rote Radiolarite, Oberjurakalke. Die Kreideschiefer, talaus in einer Schlucht breit erschlossen, sind hier größtenteils unter Schutt verdeckt.

An der Westseite des Tales wird in der Höhe die große liegende nach N überschlagene Falte der Wildalm sichtbar, mit dem roten Band der Radiolarite. Nach S schließen sich verfaltete Fleckenmergel an, über die in der „Gletscherdohle“ ein Abfluß des Brandner Ferners herabzieht. Am Wildberggipfel sitzt eine Kappe von Hauptdolomit auf als Rest des Hangendschenkels, der wohl kaum als höhere Decke anzusehen ist. Der Kern der Falte besteht aus Kreideschiefern, umgeben von Oberjurakalken. Besonders erstere sind weiter im N am Mottakopf auf die steilstehenden Schichtköpfe von Rhätkalken und Hauptdolomit aufgeschoben. An der Ostseite des Mottakopfes stehen Fleckenmergel an, die mit 20°—25° nach E fallenden, also gerade am Gehänge liegenden Achsen die Verbindung mit der Fluralm-Mulde herstellen.

Bei der Schattenlagant A. sind sehr schöne Moränenwälle eines Rückzugsstadiums des Brandner und Schattenlagant-Ferners erhalten. An der Straßenkehre oberhalb der Alm liegt Blockwerk von roten Liaskalken mit Belemniten, weiter oben stehen Kössener Kalke an, vor der Schattenlaganthütte Plattenkalk.

Der ganze Talschluß liegt in Hauptdolomit, sowohl die Felsen hinter der Talstation als auch die große Felswand, die mit der aufgesetzten Mauer den Sperrriegel des Lünlersee-Speichers bildet.

Der Lünlersee

Über die Entstehung des Lünlersees liegen mehrere Erklärungsversuche vor. Nach F. LÖWL (1888) stellt der Lünlersee in seinem nördlichen Teil einen Einsturztrichter dar, der durch die Auflösung des unterirdischen Gipslagers entstanden ist, während die südliche Hälfte durch die Quellflüsse des Lünlergletschers ausgeschliffen wurde. G. THEOBALD schließt sich der Ansicht von F. LÖWL an. A. ROTHPLETZ verbindet eine über Fluralpe über Schattenlagant zum Lünlersee verlaufende Verwerfung mit einer durch den See nach der Gemslücke W der Kanzelköpfe durchziehenden Störung. Durch eine Senkung der W dieser Spalte gelegenen Gebirgsscholle wird ein oberster Seitenzweig des Rellstales in ein Seebecken verwandelt. Nach H. SCHARDT und P. ARNI (1926) verdankt der Lünlersee seine Entstehung einem Gipstrichter, der heute unter der Augstenkumme (= das Tälchen zwischen Lünlersee und Lünlerkrinne) begraben liegt. Ehemals entwässerte sich das Lünlerseebecken durch diesen Trichter. Die Quelle des Trichterabflusses befand sich angeblich südwestlich der Lünler Alpe. R. v. KLEBELSBERG hat 1927 den abgesenkten Lünlersee beschrieben und den durch die Spiegelsenkung unmittelbar an der Seewand W unter der Lünlerkrinne zutage getretenen Gips der Raibler Schichten beobachtet. Nach diesem Befund ist die Darstellung von H. SCHARDT und P. ARNI, nach der die Raibler Schichten nicht bis an den See heranreichen, zugunsten der älteren Angaben von E. v. MOJSISOVICZ und F. LÖWE zu berichtigen. H. GAMS hat 1929 über die postarktische Geschichte des Lünlersees berichtet.

Bei der Absenkung des Lünlersees hat sich nach O. AMPFERER (1933) gezeigt, daß kein unterirdisches Gerinne vom Lünlersee gegen das Rellstal besteht. Die Gipschichten stehen geschlossen an und werden auch nicht von Bergsturz, sondern von Moränenwällen der Schlußvereisung überlagert. 1934 führt O. AMPFERER die ungewöhnliche und ganz einseitige Tiefe des Sees auf das Zusammenwirken von leichter Auflösbarkeit und Weichheit des Gipses und Eisschurf zurück. Die genaue Karte der Seewanne spricht ganz gegen eine Gipstrichterform. Nach J. STINI (1952) hat die Auslaugung des Gipsvorkommens eine große Rolle gespielt. Der südliche Teil des Lünlerseebeckens dürfte im Hauptdolomit ausgelauget worden sein. Fließendes Wasser hat noch vor Beginn der Eiszeit den Talraum vorbereitet, in welchen sich die Trichter einsenken konnten. Talung und Karsttrichter wurden dann vom Eis bearbeitet und über-

formt, und so erhielt der Seeraum im wesentlichen seine heutige Gestalt. Auch Störungslinien und ihre Begleiter, die Zerrüttungsstreifen und Klüfte, spielen eine wichtige Rolle bei der Ausformung der Seewanne. SMIT SIBINGA hat 1958/59 ein Profil aus den feinen bis sehr feinen schwefel- und gipshaltigen, kalk- und gyttjareichen Seetonen beschrieben, die überwiegend während des Atlantikums und des Subboreals der postglazialen Wärmezeit abgelagert wurden.

Ganz kleine Reste der sogenannten Eisenspitzbreccie (Gosau nach Ampferer) finden sich mehrfach im Bereich der Seebarre auf den Schichtköpfen des Hauptdolomits klebend. Hier sind auch W bzw. SW der Zollwachehütte Raibler Gesteine an den Hauptdolomit angepreßt und mit ihm verkeilt worden. Ein weiteres solches Vorkommen, bei dem es sich zur Hauptsache um Rauhwaacke handelt, wurde nach der Absenkung beim Beginn des Lünerseewerkbaues weiter östlich im unteren Teil der fast überhängenden Steilwand beobachtet. Daß die Raibler Schichten tatsächlich über den ganzen Bereich des nördlichen Teiles des Seebeckens hinüberziehen, viel weiter als bisher bekannt war, bezeugen die neuen Aufschlüsse N der früheren Douglashütte, die dem Straßenbau zu verdanken sind.

Douglashütte — Cavelljoch

2. Tag: Der Weg auf der Westseite des Lünersees führt zunächst über den steil N-fallenden Hauptdolomit der Seebarre an den angepreßten Resten von Raibler Gesteinen vorbei gegen SW. Etwas weiter SW tritt zwischen den von NW herabkommenden Schuttkegeln ein größerer Aufschluß von Basalbreccie auf. Etwa N der alten Douglashütte wurden in einem längeren Anschnitt Raibler Rauhwaacken aufgeschlossen, die gegen W unter Moränenschutt untertauchen, sich aber nur noch eine kurze Strecke gegen W oder SW fortsetzen können. Von dieser Seite des Sees aus sind die Faziesverzahnungen am Roßberg zwischen Partnachsichten und Arlbergkalk gut zu beobachten. W der alten Douglashütte baut die ziemlich mächtige Basalbreccie des Hauptdolomits eine steile Wand auf. Der Weg führt weiterhin über Schuttkegel und Moränenwälle des Daunstadiums dem Ufer des Sees entlang gegen S und O und W der Lünerseealpe über die südlichsten (= liegenden) Partien des Hauptdolomits. S dieser Alpe quert der Weg einen Moränenwall, einen ganz flachen Schuttkegel, Raibler Schichten, Arlbergkalk und nur wenig mächtige Partnachsichten. Auf der W-Seite der Zollwachehütte reicht der S davon folgende Muschelkalk von W nur bis an den Weg heran und grenzt gegen S an die Arosener Quetschzone.

Zwischen die Kanzelköpfe, mit ihrem längs der Wasserscheide nach Süden absteigenden Triasprofil und dem bleichen Sulzfluhkalkgrat der

Kirchlispitzen, schaltet sich eine mehr sanfte Hügelzone ein, welche von der Kote 2292 zum Lüneregg und weiter zum Cavelljoch zieht. Von hier nach Osten übernehmen die unterostalpinen Einheiten wieder den Aufbau des Rätikonhauptkammes, nachdem sie ihn im Schesaplanagebiet an die Lechtaldecke überlassen mußten. Sie werden ihn erst 10 km weiter östlich am Plaseneggenpaß südöstlich Tilisuna wieder an das Oberostalpin, und zwar dort an das Silvrettakristallin weitergeben.

Hier beginnen nun die berühmten Kletterberge der nach Süden zur Falknisdecke und zu den penninischen Büdnerschiefern steil abfallenden Fluhen, welche aus nach Norden unter die Aroserzone eintauchenden Gleitbrettern von Sulzfluhkalk und „Couches rouges“ bestehen.

Das längs des Weges zum Joch ansteigende Gelände besteht aus sehr stark zerrütteten Gesteinen der Aroserzone, in die, tektonisch offensichtlich weniger beansprucht, gelbgraue bis rote paleozäne „Couches-rouges“-Linsen eingeschaltet sind, welche wir von den gleich alten „Couches rouges“ der Kirchlispitzen ableiten wollen. Eine Zone von Kreide „Couches rouges“ zieht, in tektonisch hoher Position **liegend, von der westlichsten Jochkerbe (Kote 2292) in einer Haupttalung in ENE-Richtung.** Diese stärker kalkigen, grauen Mergelkalke verbinden wir tektonisch über die Sulzfluhkalklinsen am Verajoch direkt zur tektonisch über den Kirchlispitzen liegenden **Drusenfluh.**

L ü n e r k r i n n e

Am Rückweg wird nach Verlassen der Quetschzone bis in die Nähe der Lüneralpe der gleiche Steig benützt. Der Weg auf der SO-Seite des Sees führt zunächst teils über Hauptdolomit, teils über Moränenschutt mit mehreren Wällen. Am Verenbach tritt auch mehrfach junge Gehängebreccie zutage. NW unter dem Roßberg werden auf einer längeren Strecke Hauptdolomithalden gequert. Auf der O-Seite des Lünersees erreicht der Hauptdolomit N von P. 1962 und NNW von P. 2141 sein Ende gegen N. An der letzteren Stelle dringt er in Form eines spitzen Keiles in die ihn umgebenden Raibler Schichten ein. Der Hauptdolomitzug auf der Südostseite des Lünersees hing ursprünglich mit dem des Schafgafalls zusammen. Es kam dann zu einer Zerreißung dieses Zusammenhanges und einer Spaltung der Raibler Schichten, wobei ein Teil derselben mit den Gipslagen in die bei der Zerreißung entstandene Lücke im Hauptdolomit eingeschoben wurde, während die im normalen Verband gebliebenen Raibler Schichten nach SW weiterziehen. Auch die Absenkung des Sees ermöglichte keine eindeutige Klärung der komplizierten geologischen Verhältnisse.

Der Weg auf die Lünierkrinne führt N von P. 1962 ein Stück über Raibler Schichten, dann größtenteils über jungen Moränenschutt und hoch

oben eine kurze Strecke über Hangschutt. In diesem Moränenschutt finden sich mehrfach kleine Tümpel, die auf das Durchstreichen von Gips hindeuten. In drei etwas größeren Aufschlüssen tritt hier auch Gips zutage. Nahe dem Kamme stehen vorwiegend Raibler Kalke an. Auf dem Joch selbst ist der Weg mehrere Meter tief in die Raibler Gipse eingeschnitten, die NW davon in großer Ausdehnung und Mächtigkeit anstehen. Bemerkenswert sind die z. T. großen Gipstrichter. N der Lünerkrinne werden diese Gesteine weithin von Buntsandstein überlagert, der auch in kleineren Resten auf den Raibler Schichten am Südabhang des Schafgafalles erhalten geblieben ist. Von der Lünerkrinne aus sieht man nicht nur die meist schön erhaltenen Moränenwälle auf der Alpe Lün, die wohl dem Gschnitz-II-Stadium angehören, sondern auch die steil aufgerichtete Muschelkalkfalte des Freschluakopfkammes mit ihrem Kern von Partnach-schiefern.

Beim Abstieg von der Lünerkrinne verläuft der Weg zunächst dem S-Rande der Raibler Gipse entlang gegen W und dann über Dolomithalden und den Hauptdolomit O ober dem Nordende des Lünersees, um endlich über die Staumauer selbst die Douglashütte zu erreichen. Die mächtige Basalbreccien des Hauptdolomits auf der S-Seite des Schafgafall reicht gegen S nicht ganz bis auf den Weg hinab. Die W daran angrenzende Hauptdolomitschuppe mit ihrem mehr NO—SW verlaufenden Streichen schneidet längs einer gegen NO hinaufziehenden Störung gegen den Hauptdolomit des Schafgafall ab, dessen Schichten eine starke Verbiegung aufweisen, die aus der Ferne gut zu beobachten ist. Das auf der Seebarre etwa ONO—WSW gerichtete Streichen mit \pm steilem Einfallen gegen N biegt am Schafgafall allmählich in ein N—S verlaufendes Streichen mit einem Einfallen \pm steil gegen O um.

Douglashütte—Schesaplana

Der Weg führt zunächst dem nördlichen und westlichen Seeufer entlang. Hier stehen verschiedentlich Reste von Raibler Schichten (meist Rauhwacken) an, an der Wegabzweigung zur Schesaplana Basiskonglomerate des Hauptdolomits, die sich schon von weitem durch die rundlichen Anwitterungsformen und dunklere Farbe (im frischen Anbruch schwarz) vom Hauptdolomit unterscheiden. Dieser bildet im weiteren Anstiegsweg durchwegs das Anstehende. Das Streichen wechselt oft stark und weiter oben sind deutlich die steilachsigen Verbiegungen auf der Hochfläche der Totalpe zu sehen, wobei über größere Bereiche N—S-Streichen herrscht.

An der Felsstufe, die in das kleine mit Schutt und Moränen erfüllte Kar unter dem Gipfel führt, geht der Hauptdolomit in Plattenkalke über. Oberhalb des Schuttes folgen die Tonschiefer, Kalk- und Mergelbänke

der Kössener Schichten. Fossilien sind darin häufig. Manche Kalkbänke sind besonders reich an Korallen.

Nach R. SIEBER finden sich darin:

Thecosmilia clathrata
Thammasteria rectilamellosa
Pteria contorta
Protocardia alpina
Anatina praecursor u. a.

Unweit der Grathöhe finden sich am Weg auch Reste von Wirbeltieren und zwar Fischschuppen und -zähne (*Sargodon*, *Hybodus*, *Palaeobates* und andere), dann Reptilreste (*Psephoderma* u. a., Sauropterygier) (nach R. SIEBER 1958).

Steilachsige Verfaltungen treten besonders in den Kössener Schichten des Ostgrates auf.

Lünersee—Lindauerhütte

3. Tag: Von der Douglashütte gehen wir auf bekanntem Weg zur Zollwachehütte. Der Muschelkalk und die Partnachsichten des Roßberges keilen ONO der Zollwachehütte gegen SW ganz aus, während der Arlbergkalk nach W weiterzieht. Sowohl die basalen Lagen desselben als auch die des Muschelkalkes werden von einer schmalen Quetschzone begleitet, südlich der nochmals Arlbergkalk, Partnachsichten und Muschelkalk auftreten. Durch diese Schuppung ist es hier zu einer Verdoppelung der Gesteinszüge gekommen.

Der Weg quert bei der Zollwachehütte den Muschelkalk und führt dann S desselben gegen O ansteigend weiter, wobei stellenweise Spuren von Quetschzone zutage treten. Der südliche Muschelkalkzug erreicht sein Ostende etwa N von P. 2146.

Beim Anstieg zum Verajöchle verlassen wir den saiger stehenden bis nach Norden überkippten Muldenschenkel der Schesaplana-Zimba-Scholle der Lechtalerdecke und treten in die als „tektonische Grundmoräne“ der Kalkalpen zu bezeichnende Aroscher-Schuppenzone ein, welche wir nun auf unserem Weg zur Lindauer Hütte nicht mehr verlassen. Die Grundmasse setzt sich aus zerquälten schwärzlichen Schiefnern zusammen, welche infolge ihrer starken Verwitterung die milden Formen der Landschaft bedingen. In diese eingeschaltet finden sich Quarzite, Kalke, Sandsteine, verschiedenartige Brekzien, Hornsteinkalke, aber auch verschiedenes Kristallin und als auffallendes Element: Serpentine. Längs unseres Weges, der in einer Längstalung läuft, welche einer über dem Sulzfluhkalk liegenden Zone stärkster Zerrüttung folgt, finden sich kaum zusammenhängende

Gesteine. Weiter aufsteigend zum Joch fallen ein stark verwitterter Serpentin und später mehrere Sulzfluhkalklinsen auf, welche sich deutlich von der Aroser-Grundmasse abheben.

Vom Verajoch aus hat man eine gute Aussicht auf den Kessikopf. Am Kessikopf folgen von N nach S: mächtige Lias-Kieselknauerkalke und Kössener-Schichten, ein ganz schmaler Buntsandsteinstreifen, eine breitere Amphibolitzone und ein mächtigerer Granitgneiskeil mit auf- bzw. eingelagertem Buntsandstein, unterlagert von Kreideschiefern A. STAHEL'S und Aptychenkalken. Auf der Geisspitze herrschen ähnliche geologische Verhältnisse. Zwischen den Kössener Schichten und dem Amphibolit tritt hier ein etwas breiterer Dolomitstreifen auf, der an seiner S-Grenze nur an ein paar Stellen von wenig mächtigem Buntsandstein begleitet wird. Der Granitgneis wird an seiner S-Grenze von Aptychenkalken überlagert, denen oberhalb der Lindauer Hütte ein mächtiger Keil von Hauptdolomit zwischengeschaltet ist.

Südlich unseres Weges begleiten uns durchgehend die Kalkmassive der Sulzfluhdecke. Wir konnten in dieser zwei tektonische Einheiten unterscheiden: Ein tieferes Gleitbrettpaket mit vielfachem Wechsel von Sulzfluhkalk und Tertiär-„Couches rouges“ bestimmt den Bau der Kirchli-Spitzen, der Südwand des Westsporns der Drusenfluh und der Aufbruchzone zwischen Lindauer Hütte und Drusentor. Weiters findet sich eine höhere Einheit, welche durch massige Sulzfluhkalke und damit transgressiv verbundene Kreide-„Couches rouges“ charakterisiert wird und unter die Aroser-Schuppenzone nach Norden untertaucht. Sie baut den tektonisch und auch orographisch höheren Teil der Drusenfluh und der Sulzfluh sowie die „Drei Türme“ auf. Die die Sulzfluhdecke unterlagernde Falknisdecke ist, über dem Prätigau-Flysch liegend, stark reduziert unter den Südwänden der Fluh anzutreffen; sie wird vom Exkursionsweg nicht berührt.

Die Oberkreide-„Couches rouges“, wie wir sie längs der Drusenfluh antreffen, zeigen einen stärkeren Kalkgehalt als die mehr sandig-tonigen Tertiär-„Couches rouges“, die für die Kirchlispitzen typisch sind. Beide Typen sind aber jeweils nur mikropaläontologisch mit Sicherheit auseinanderzuhalten. Wegen der stärker tonigen Fazies erhalten sich die tertiären „Couches rouges“ im allgemeinen nur dort, wo sie durch Überlagerung geschützt sind, während die Kreide-„Couches rouges“ auch frei auf Sulzfluhkalk liegend der Verwitterung widerstehen. Die Gesteinsfarben rot, gelb, grau und weiß in allen Übergängen ergeben keine sicheren Anhaltspunkte für das Alter. Planktonmikrofaunen von Cenoman bis ins Paleozän sind nachweisbar.

Beim Abstieg zum Schweizer Tor treten rauhwackenführende Kalke nahe an den Sulzfluhkalk heran. Ein ungemein reichhaltiges Profil bietet der Gegenhang zur Drusenfluhabdachung vom Öfenkopf zum Zerneuer Jöchle und weiter nach Osten. So führt der Felshang zu dem dem Kreuzjoch vorgelagertem Grat von unten nach oben: Quetschzone, Gneis, Buntsandstein, Dolomitbreccien, Quetschzone mit saluverähnlichen Sandsteinen, sowie am Kamm calpionellenführende Aptychenschichten. Man beachte den großen faziellen Gegensatz dieser Aptychenschichten zum gleichalten Sulzfluhkalk! *)

Im Erosionszirkus nördlich des Drusentors kommt das tiefe Gleitbrettpaket der Sulzfluhdecke wieder heraus und läßt sich am Westabsturz des Sulzfluhplateaus von weitem erkennen. Bergerreißungen und Absetzbebewegungen von Sulzfluhkalkpaketen auf „Couches rouges“ Unterlage, die zum Teil heute noch aktiv sind, lieferten die gewaltigen Blockmassen nordöstlich der Drei Türme.

Die Lindauer Hütte steht auf einem großen, gut erhaltenen Moränenwall, der bis auf etwa 1560 m hinabreicht. Dieser Wall dürfte wohl dem Gschnitz-II-Stadium zuzurechnen sein.

Lindauer Hütte—Tilisuna Hütte

4. Tag: Nach Durchquerung der jungen Moränenmasse des Porzalenga Waldes mit ihren im inneren Teil recht undeutlichen Wallformen führt der Weg von der Lindauer Hütte auf den Bilkengrat unter den Sulzfluhkalkwänden entlang und über den Schuttkegel bei P. 1684. NO ober diesem Punkt stehen die Liaskieselknauerkalke an und innerhalb derselben tritt mehr muldenförmig eingelagert eine ziemlich mächtige Liasbreccie auf. Die Kieselkalke werden von Buntsandstein überlagert. Nördlich des Weges tritt in seinem Liegenden ein schmaler Dolomitzug auf. Zwischen 1900 und 2190 m führt der Weg über den Granitgneis des Bilkengrates und dessen z. T. ziemlich grobe Blöcke. An der Hangendgrenze des Granitgneises finden sich am Weg ganz geringe Spuren von Buntsandstein und anschließend folgt der Verspalaflysch.

Am Schwarzen Sattel führt der Weg eine kurze Strecke über den Serpentin, in dem etwas nördlich des Weges einzelne große bis sehr große Blöcke von Dolomit eingeschlossen sind. Neben dem Serpentin tritt auch noch Ophikalzit und etwas Buntsandstein auf. Auf der Westseite des Sattels steht zwischen dem Serpentin und dem mächtigen Amphibolit, der den Gipfel des Schwarzorns aufbaut, ein schmaler Streifen von Muskowitgranitgneis an.

*) Aus Geröllen der Geröllmergelhorizonte nördlich des Öfenpasses meldet D. Richter 1957, S. 321 Cenomanforaminiferen.

Im Gebiet von Tilisuna-Plaseggenpaß fallen in der Arosersonne große Serpentinlinsen auf, aber auch sonst sind Kristallin und Buntsandstein häufiger vertreten. Der weiter im Westen nur in kleinen tektonischen Linsen zu findende Flysch nimmt hier als Verspala-flysch ein großes Areal ein und ist am Weg vor und nach dem Schwarzen Sattel gut aufgeschlossen. Die neue mikropaläontologische Überprüfung konnte sicherstellen, daß er jünger ist als Unterkreide und wahrscheinlich ins Cenoman gehört.

Jüngere Gesteine als Cenoman konnten bisher im Rätikon in der Arosersonne nicht nachgewiesen werden, die eingelagerten „Couches rouges“ gehören immer zur Unterlage. In allen tektonisch tieferen Einheiten geht die Sedimentation jedoch durch die ganze Oberkreide bis ins tiefe Paläogen weiter.

Tilisuna Hütte—Tschagguns

Nach Verlassen des Verspala-Flysches führt der Weg über Moränen- und Hangschutt W des WNW des Tilisunasees gelegenen größeren Serpentinvorkommens vorbei. Innerhalb desselben treten Buntsandstein, Dolomit, Kalk und kristalline Gesteine auf. Weiter N quert der Weg auf einer längeren und einer kürzeren Strecke den Schwarzhornamphibolit. An den N-Abhängen des Schwarzhorns wird der Amphibolit von einer groben Amphibolitreccie mit rotem sandig tonigem Bindemittel überlagert. Über dieser Breccie folgt W oberhalb des Weges dunkelgrauer Schiefer der unteren Kreide, an den nach N Phyllitgneis anschließt, der mit Muskowit- und Biotitschiefern wechsellagert. In diesem Gestein verbleibt der Weg etwas O vom Sattel auf der N-Seite des Schwarzhorns bis oberhalb des Tobelsees, wo innerhalb dieser Gesteinsserie ein breiterer Keil von Muskowitgranitgneis und je ein schmalerer Streifen von Quarzit und Amphibolit auftritt. Rund 150 m NW vom Tobelsee an verläuft der Weg bis zum Monte Bella fast ausschließlich über Moränenschutt. Am Weg selbst findet sich nur ein kleiner Aufschluß von Phyllitgneis und oberhalb und unterhalb des Weges tritt in kleineren und größeren Aufschlüssen Biotitschiefer und grüner porphyrischer Granit zutage. Letzterer steht in großer Ausdehnung und Mächtigkeit N der Alpe „Auf dem Tobel“ und W bis S der Mittagsspitze an. Vom Gipfel des Monte Bella führt der Weg zunächst gegen N und O über Hauptdolomit und nach SO über Raibler Gesteine und an den Bergsturzböcken der Alpila Breccie vorbei, die S darüber eine steile Wand aufbaut, an deren Fuß sich Liasfleckenmergel ausbreiten.

Aus dem Moränenschutt O der Alpila Alpe tauchen Kössener Schichten empor, an die nach N Kieselkauerkalke anschließen, die bis auf den nach Grabs führenden Weg hinabreichen, der weiter nach N und O hinab

Hauptdolomit, Raibler Schichten, Arlbergkalk und Partnachschichten quert und nach einer längeren Hang- und Moränenschuttstrecke den ziemlich mächtigen Muskowitgranitgneis S Hohegga erreicht. Das größtenteils mit Moränenschutt überdeckte Gehänge N von Hohegga zwischen dem Gampadelstal im O und dem Gauertal im W wird bis auf den Talboden des Montafon hinab von den Gesteinen der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer aufgebaut, in der neben Quarziten auch mächtigere Einschaltungen von Muskowitgranitgneisen durchziehen.

Tschagguns — Golm

5. Tag: Die Straße von Tschagguns nach Latschau führt bei der Tschaggunser Kirche an anstehendem Muschelkalk vorbei und von dort bis zur ersten Kehre über den Schuttkegel des Rasafeibaches. Abgesehen von zwei großen Aufschlüssen von Buntsandstein verbleibt die Straße bis Latschau hinauf im jungen Moränenschutt. An der zweiten Kehre wurde auch Würm-Grundmoräne aufgeschlossen. Die Kristakopfscholle mit Buntsandstein bis Arlbergkalk stellt die größte tektonische Einschaltung von Gesteinen der Lechtaleinheit innerhalb der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer dar. Der Einlauffturm im Speicherbecken Latschau steht auf einem Rundhöcker von Muschelkalk, während das Krafthaus des Lünenseewerkes im Bereich der Phyllitgneise errichtet wurde. Die Lage der S-Grenze der Kristakopfscholle konnte hier auch durch die künstlichen Aufschlüsse nicht ermittelt werden.

Der Golmerhang ist unterhalb von Matschwitz bis unter 1200 m hinab weithin mit Muskowitgranitgneisblockwerk überdeckt. Oberhalb und unterhalb dieser Blockhalden tritt der Fels teils auf größeren Flächen offen zutage, z. T. tauchen auch kleinere Felsinseln unter dem weit verbreiteten Moränenschutt hervor. Der Golmerhang wird N des Golmerbaches vorwiegend von Phyllitgneisen und Glimmerschiefern aufgebaut, in denen größere und kleinere Vorkommen von Muskowitgranitgneis und ein paar Amphibolitvorkommen auftreten. Daneben spielen aber auch tektonische Einschaltungen von Buntsandstein besonders in der Umgebung vom Grüneck eine wichtige Rolle. Bei der Kartierung sind zunächst offene Spalten etwa mittlerer Größe in der Umgebung der heutigen Bergstation des Schrägaufzuges und am Kamm NNO unter dem Grüneck aufgefallen. Darauf wurden an verschiedenen Stellen allerdings meist nur undeutliche Abbruchränder festgestellt, ohne daß aber auf ein größeres Ausmaß der Hangrutschungen hätte geschlossen werden können.

Beim Bau des Schrägschachtes von Latschau nach Matschwitz wurde zwischen rund 1226 und 1246 m Seehöhe ca. 130 m unter der Geländeoberfläche typische Grundmoräne aufgeschlossen. Die vorher abgeteuften Boh-

rungen erbrachten keine überzeugenden Proben von Grundmoräne, umso mehr als in solcher Tiefe unter der Felsoberfläche Moränenschutt nicht zu erwarten war. Der untere Rand der Absackung liegt in ca. 1070 m Höhe. Da die Grundmoräne SW des Druckschachtes bergewärts nur ganz flach anzusteigen scheint, muß in der Tiefe unter Matschwitz mit einer Mächtigkeit der abgerutschten Felsmasse von mehr als 200 m gerechnet werden. Das Alter dieser Grundmoräne ist unbekannt. Eine genaue Abgrenzung der Rutschmassen ist mangels entsprechend guter Aufschlüsse kaum möglich. Die Hangrutschung reicht zweifellos bis auf den Kamm NNO vom Grüneck hinauf. Die Mächtigkeit der abgerutschten Felsmassen ist oberhalb von Matschwitz nicht bekannt.

Abschließend kann eine Besichtigung des Rät-Lias und Cenoman-Turon im Steinbruch der Vorarlberger Zementwerke in Lorüns erfolgen. Die Serie bildet hier am Westende der Davennagruppe die Fortsetzung der Valbonamulde des Rätikon und ist mit neuen Fossilfundpunkten gut und leicht zu beobachten (R. SIEBER, 1961—1963).

Ferner wird auf die geologisch-paläontologische Sammlung der neuen „Vorarlberger Naturschau“ in Dornbirn hingewiesen und ihr Besuch den Exkursionsteilnehmern empfohlen. Sie enthält reiches Material aus dem Rätikon.

Literatur (Auswahl)

- Richter, D.: Beiträge zur Geologie der Arosazone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. N. Jb. Geol. u. Paläont. Abh. Bd. 105, S. 285.
- Richter, M.: Ueber den Bau der nördlichen Kalkalpen im Rätikon. Z. D. Geol. Ges. 1958, Bd. 110, S. 307.
- Schmidegg, O.: Zum tektonischen Gefüge des Rätikon. Jb. G. B. A., Bd. 98, 1955, S. 145.

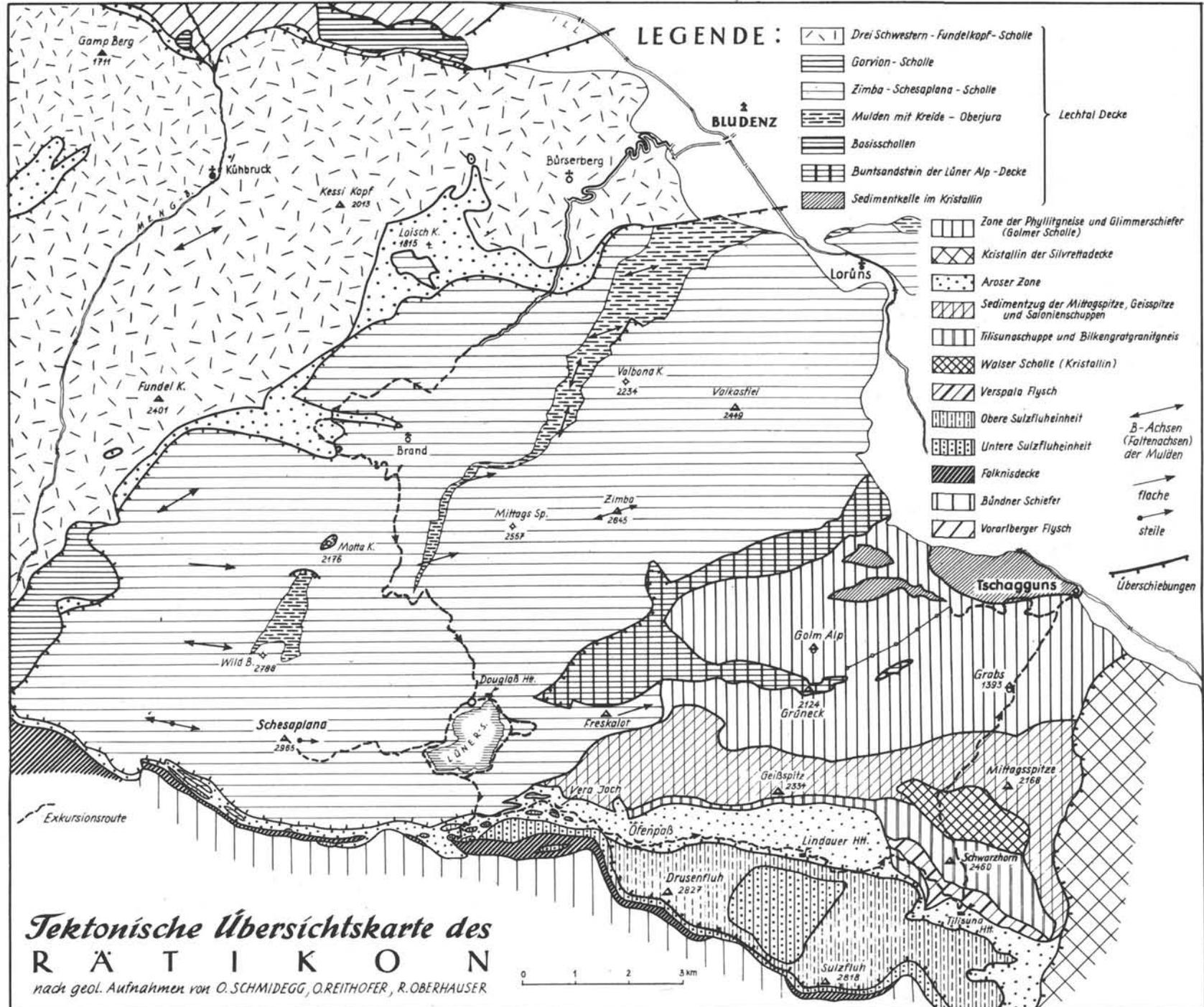


Fig.1 Profil W des Brandner Tales (z.T. als Ansichtsprofil)

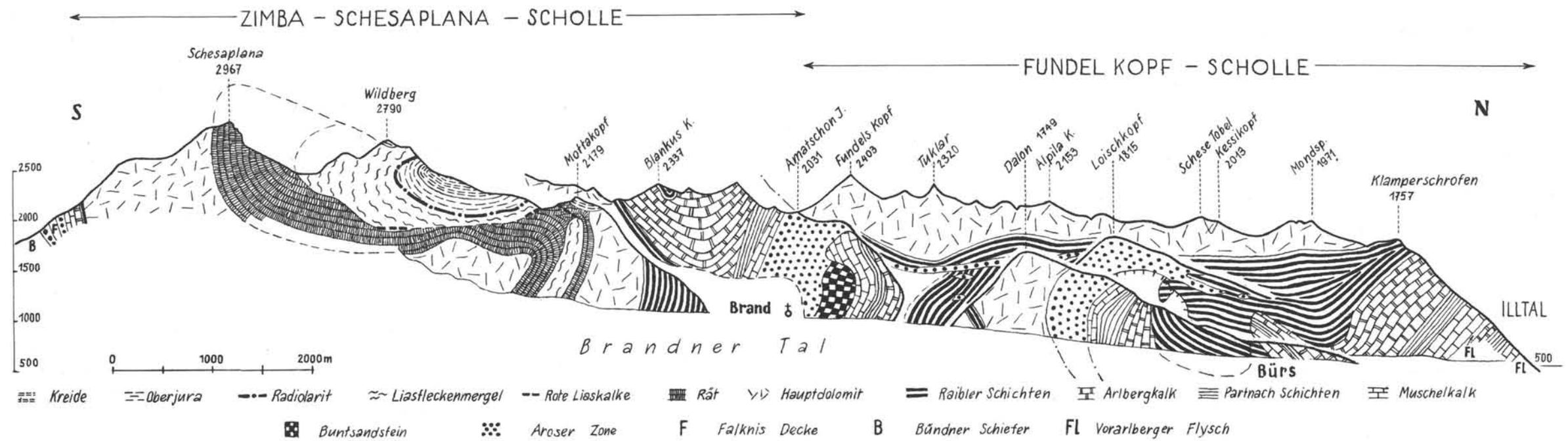


Fig.2 Querprofil durch den östlichen Rätikon

