Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 31 (1938)

Heft: 2

Artikel: Die Flyschregion von Ragaz : Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft 1938 und Ergebnisse neuer Untersuchungen im Glarner Flysch

Autor: Leupold, Wolfgang

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-159829

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: 15.09.2025

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

Die Flyschregion von Ragaz.

Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft 1938 und Ergebnisse neuer Untersuchungen im Glarner Flysch. [1])

Von **Wolfgang Leupold**, Bern.

Mit 1 Tafel (XII).

Exkursionsprogramm.

Führung: W. Leupold, Bern, und J. Oberholzer, Glarus.

Freitag, den 26. August, nachmittags.

Besammlung um die Mittagszeit in Ragaz. Begehung der Taminaschlucht von Ragaz bis Pfäfers-Bad: Profil durch kretazisch-tertiären eingewickelten Glarner Flysch und helvetisch-autochthonen Altdorfer Sandstein, Globigerinenmergel, Assilinengrünsand und Seewerkalk der Aufwölbung von Pfäfers-Bad. Besuch der Therme. Aufstieg von Pfäfers-Bad über die Naturbrücke nach Ragol und Autofahrt nach St. Margretenberg: Autochthoner Flysch, Globigerinenmergel und Altdorfer Sandstein-Dachschieferkomplex; Kontakt dieser Serie mit der Kreide des eingewickelten Glarner Flysches. Aufstieg zum Pizalun: Überblick über den Bau der westalpin-ostalpinen Grenzregion am Rheinquertal. Abstieg von St. Margretenberg nach Pfäfers-Dorf und Ragaz: Nummulitenkalke des eingewickelten Glarner Flysches bei Furggels und zugehörige Oberkreide des eingewickelten Glarner Flysches. Übernachten in Ragaz.

Samstag, den 27. August, morgens.

Stratigraphie von Oberkreide und Tertiär des eingewickelten Glarner Flysches nördlich und südlich vom Ausgang der Taminaschlucht bei Ragaz, Besuch der Steinbrüche in den Nummulitenkalken dieser Serie S Ragaz. Mittags Abfahrt von Ragaz nach Chur zur Eröffnungssitzung der S. N. G.

Neuere Literatur.

1. Heim, Arn.: Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Abh. d. Schweiz. Pal. Ges., 35, 1908.
2. Tolwinski, K.: Die Grauen Hörner. Viertelj.schr. Natf. Ges. Zürich, 55, 1910.
3. Heim, Arn.: Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz (N. F.), 31. Lief., 1911.
4. Blumental, M.: Der Calanda. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz (N. F.), 39. Lief., 1912.
5. Boussac, J.: Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Chapitre IX: Le Nummulitique dit autochthone de la Suisse centrale et orientale; insbesondere p. 384—400. Mém. p. servir à l'explic. d. l. Carte géol. dét. d. l. France, Paris 1912.
6. Oberholzer, J.: Wildflysch und helvetischer Flysch in den östlichen Schweizeralpen. Eclogae geol. Helv., 14, 1917; Verh. Schweiz. Natf. Ges. in Zürich, 1917.

---

[1]) Veröffentlicht mit Genehmigung der Geologischen Kommission der S. N. G.

7. HEIM, ALB.: Die Therme von Pfäfers. Geolog. Nachlese Nr. 28. Viertelj.schr. Natf. Ges. Zürich, 1928.
8. OBERHOLZER, J.: Geologie der Glarneralpen; mit Atlas. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz (N. F.), 28. Lief., 1933.
9. LEUPOLD, W.: Neue mikropalaeontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. Eclogae geol. Helv., 26, 1933.
10. JEANNET, A., LEUPOLD, W. und P. DAMIAN BUCK: Stratigraphische Profile des Nummulitikums von Einsiedeln. Bericht der Schwyzer Natf. Ges., 1932—1935, 1935.
10a. JEANNET, A.: Excursion de la Société géologique suisse dans les Alpes de Schwytz (Mythen–Iberg–Sihltal). Eclogae geol. Helv., 28, 1935.
11. LEUPOLD, W.: Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. Eclogae geol. Helv., 30, 1937.
12. HELBLING, R.: I. Die Anwendung der Photogrammetrie bei geologischen Kartierungen; II. Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen; dazu Atlas. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz (N. F.), 76. Lief., 1938.

Karten.

13. OBERHOLZER, J.: Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1 : 50.000. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte Nr. 63.
14. Topographischer Atlas der Schweiz, Blätter Seeztal 270bis und Vättis 402, 1 : 50.000; Weisstannen 269 und Ragaz 270, 1 : 25.000.

(Topographische Lokalitäten und Punkte wurden soweit als möglich nach den topogr. Blättern 1 : 25.000, im Übrigen nach der Karte, Lit. 13, zitiert.)

Teilnehmer.

P. J. BERTRAND, Kollegium Appenzell
W. BRÜCKNER, Basel
A. BUXTORF, Basel
J. CADISCH, Basel
P. CHRIST, Basel
H. EUGSTER, Trogen
G. FREULER, Ennenda
W. LEUPOLD, Bern
AUG. LOMBARD, Genève
J. NIEDERER, Chur
J. OBERHOLZER, Glarus
M. REICHEL, Basel
E. SCHWABE, Basel
R. STAUB, Zürich
R. STREIFF-BECKER, Zürich
J. TERCIER, Fribourg
E. WEBER, Bern
L. VONDERSCHMITT, Basel
F. ZIMMERMANN, Bern

Vorbemerkungen und geologische Übersicht des Exkursionsgebietes.

Am 28. Februar 1937 fand auf Veranlassung der Geologischen Kommission der S. N. G. in Bern eine Tagung aller an den Fragen der Flysch- und Paläogenstratigraphie interessierten Mitarbeiter an der Geologischen Karte der Schweiz statt, an welcher W. LEUPOLD über seine Flyschstudien und insbesondere die Foraminiferenstratigraphie des Flysches referierte. Die Lage des diesjährigen Sitzungsortes der Jahresversammlung gestattete leicht, die damaligen Ausführungen und Demonstrationen des Referenten durch eine Exkursion in die ostschweizerischen Flyschgebiete zu ergänzen. Ein Vorschlag des Berichterstatters, hiefür die Chur zunächst gelegene Region von Ragaz in Aussicht zu nehmen, wurde vom Vorstand der S. G. G. wohl aufgenommen, jedoch konnte es sich im Hinblick auf das umfangreiche Programm der Churer Sitzung der S. N. G. und die nachfolgenden Exkursionen nur um einen zeitlich sehr beschränkten Coup d'œil handeln. Durch eine etwas ausführlichere Berichterstattung habe ich mich im Nachfolgenden bemüht, die nur kleine Auswahl von Beobachtungen, welche die knappe Zeit den unerwartet zahlreichen Interessenten gestattete, in einen grösseren Zusammenhang zu bringen.

Erfreulicherweise hatte sich Herr Dr. J. OBERHOLZER, Glarus, dessen unlängst vollendete Bearbeitung des Linth-Rhein-Gebietes in Karte, Zeichnung und Schrift das klassische Funda-

ment aller Kenntnis in diesem Gebiete bildet, bereit finden lassen, seinen Anteil an der Leitung der Exkursion zu nehmen.

Die Flyschregion von Ragaz-Pfäfers ist am nordöstlichen Ende der Zone des Glarner Flysches gelegen, der die helvetische Hauptdecke in der NE-Schweiz unterlagert. Durch die Abtragung der Länge nach aufgeschlitzt, lässt das helvetische Deckengewölbe in der NE-Schweiz nicht nur seinen autochthonen Kern, das Aarmassiv und dessen östlichen Ausläufer, die Kuppel von Vättis, sehen, sondern nördlich davon in einem breiten Streifen auch das Flyschkissen, das die Unterlage der gegen N absteigenden helvetischen Decken bildet. Man unterscheidet darin nach der von ARN. HEIM und J. OBERHOLZER eingeführten Nomenklatur von unten nach oben: 1. den autochthonen Flysch, bestehend aus den Globigerinenmergeln und der Altdorfer Sandstein-Dachschiefergruppe; 2. die Blattengratschichten, bestehend aus einer Formation von verschiedenen Mergelschiefern mit Kleinforaminiferen und Nummulitenkalkbänken; 3. den „Wildflysch", d. h. sandsteinreichen Flysch mit „exotischen" Blöcken und Konglomeraten. Die Gruppen 2 und 3 werden nach der von ARN. HEIM (**3**) gegebenen Deutung, der auch OBERHOLZER sich anschliesst (**8**, p. 426/427 und p. 173—175), als unter die helvetische Hauptdecke eingewickelte Teile der sog. ultrahelvetischen Faziesregion ARN. HEIM's betrachtet.

Der Berichterstatter konnte 1937 in einer vorläufigen Mitteilung (**11**) zeigen, dass der Komplex der sog. „Blattengratschichten" keineswegs eine stratigraphisch einheitliche Schichtreihe darstellt, sondern aus einem tektonisch aufgetürmten Haufwerk von Schuppen stets derselben Serie besteht: Oberkreide (in den tieferen Schuppen etwas phyllitisch gewordene Amdenermergel, in den höheren auch Wangschichten), transgredierender Nummulitenkalk vom Typus der Einsiedler Nummulitenkalke, vorwiegend von Yprésienalter, und eocaener Fleckenmergel mit Globigerinen. Sowohl der Fazies als auch dem tektonischen Charakter nach entspricht das Schuppenpaket der Blattengratschichten völlig dem Einsiedler Flysch, der den südlichen Rückenteilen der Drusbergdecke, der Drusberg-Deckfalte im engeren Sinne, angehört. Die Blattengratschichten wären demnach noch aus der südhelvetischen Region abzuleiten.

Seitherige Beobachtungen zeigten übrigens, dass der eingewickelte Blattengratkomplex in seinen tiefsten Schuppen auch noch Faziesregionen des Flysches umfasst, welche sich auf dem Rücken der Säntis-Drusbergdecke nördlich an die Region der Einsiedler Ausbildung anschliessen und sich bis zur Zone des Aubrig, also der Stirnregion der Decke, hinziehen.

Das Schuppengebäude setzt sich nach oben fort in der sog. eingewickelten Wildflyschdecke des Glarner Flysches. Nach der in Lit. **11** ausgedrückten Ansicht des Berichterstatters besteht zwischen diesem höheren Komplex und der Serie der „Blattengratschichten" kein prinzipieller Unterschied stratigraphischer oder tektonischer Natur. Die Fazies der höheren Schuppen des Blattengratkomplexes verwandelt sich allmählig in die Fazies des sog. Wildflyschs durch Zunahme der grobklastischen Fazies sowohl im Oberkreide- als auch im Tertiäranteil der Serie und Verschwinden der organogenen Fazies der Nummulitenkalke und Kleinforaminiferenmergel.

Die Flyschregion von Ragaz besteht entsprechend dem axialen Abtauchen der helvetischen Decken und damit auch des unterliegenden Glarner Flysches gegen das Rheintal in der Hauptsache aus den mittleren und oberen Teilen der ganzen Glarner Flyschmasse. In der Karte von OBERHOLZER (**13**) finden wir die Region entlang dem Rheintalhang S und N von Ragaz zur Haupt-

sache in der Farbe des Wildflyschs dargestellt, mit eingeschalteten Nummulitenkalken und Linsen von oberkretazischen seewerähnlichen Kalken. In der Tat ist der Flysch dieser Region fast durchwegs ziemlich reich an Sandstein, mit Ausnahme von einzelnen Mergelzügen, welche in der Karte als „vorwiegend sandfreie Mergelschiefer" ebenfalls mit einer besonderen Farbe unterschieden sind. Entsprechend dem östlichen Axengefälle taucht der im Weisstannental noch mächtige Komplex der „Blattengratschichten" auf der Rheintalseite nur noch in einzelnen Fenstern unter den höheren Flyschmassen auf.

Wie der Berichterstatter in seiner vorläufigen Mitteilung dargestellt hat, bestehen diese mittleren Teile des eingewickelten Glarner Flyschs bei Ragaz, — welche ich im Folgenden kurz als Ragazer Flysch bezeichnen will —, ähnlich wie die „Blattengratschichten" aus einem Gebäude von Schuppen von Oberkreide und Tertiär, welche von SE nach NW dachziegelig übereinandergehäuft sind. Fast über die ganze Breite des Ausstrichs des Glarner Flysches gegen das Rheintal bei Ragaz herrscht mittleres SE-Fallen. Am Rheintalhang von SE nach NW gehend schneiden wir das ganze Schuppengebäude im Querprofil. Das Taminatal dagegen verläuft in etwas schiefer Längsprofilrichtung. Dementsprechend gelangt man von Ragaz taleinwärtsgehend bald in die Unterlage des Ragazer Flyschs und zwar unmittelbar in den autochthonen Glarner Flysch. Der Komplex der „Blattengratschichten" ist, wie die Oberholzerschen Profile zeigen (**8**), entlang dem S-Rand der Glarner Flyschzone meistens zwischen autochthonem Flysch und „Wildflysch" tektonisch bereits ausgekeilt.

Wie J. Oberhozer zum ersten Mal in einem von Arn. Heim (**1**) veröffentlichten Profile durch den Blattengrat bei Elm gezeichnet und seither auch in den Profilen zur „Geologie der Glarneralpen" (**8**) dargestellt hat, ist der Blattengratkomplex, oder wo dieser, wie soeben gesagt, in der S-Zone fehlt, unmittelbar der „Wildflysch", mit dem autochthonen Flysch zusammen in spitze Falten gelegt, wie wenn es sich um eine einheitliche stratigraphische Serie handeln würde. Dieselbe Struktur beherrscht auch die Region des Taminatales; spitze Antiklinalen aus Globigerinenschiefer und Sandstein-Dachschiefergruppe des autochthonen Flysches dringen von unten her, gegen NW ansteigend, zwischen die Schuppen des Ragazer Flysches vor (**8**, Atlas, Taf. I, Fig. 1). Die Verschuppung der beiden Flyscharten ist hier sogar besonders intensiv und es nehmen, wie der tiefe Aufschluss des Taminatales zeigt, selbst Lamellen des autochthonen Seewerkalkes als Antiklinal-Kerne liegender Falten des autochthonen Flyschs daran teil (Vasön, Mühletobel, **8**, p. 14/15).

In seiner vorläufigen Mitteilung (**11**) hat der Berichterstatter aus dem komplizierten Schuppengebäude des Ragazer Flysches ein stratigraphisches Normalprofil zusammenzukombinieren versucht, wobei die Faziesunterschiede vorläufig noch vernachlässigt wurden. In erster Linie geht daraus hervor, dass auch am Aufbau des Ragazer Flysches die Oberkreide einen grossen Anteil nimmt, ja sogar vorherrscht und mehr und mehr in Flyschfazies mit reichlicher Beteiligung von Sandsteinen und Kieselkalken übergeht. In den ursprünglich tektonisch tiefsten Schuppen (— infolge sekundärer Verschuppung liegen diese heute nicht mehr strikte an der Basis der ganzen Flyschmasse —) schliesst sich die Fazies noch an diejenige des Blattengratkomplexes an. Wir sehen in diesen Schuppen den oben erwähnten allmählichen Übergang zur Fazies der „Wildflyschdecke", Aufspalten der transgressiven Nummulitenbänke des Untereocaens in verschiedene Bänke und allmähliches Auskeilen derselben, dadurch Undeutlichwerden der nicht mehr durch eine Transgression markierten Tertiärunter-

grenze und Annäherung an die Serie des „Wildflyschs", dem die ursprünglich höchsten Schuppen des Ragazer Flysches angehören.

Die nachfolgende, ausführliche Beschreibung einzelner, auf der Exkursion besuchter Profile kann als Erläuterung zu den 1937 nur sehr knapp dargestellten stratigraphischen Resultaten dienen. Es erübrigt sich, die damals gegebene kombinierte stratigraphische Skala hier nochmals zu reproduzieren, zumal die Legende des hier beigegebenen Profiles eine verbesserte Darstellung gibt, in welcher versucht wurde, nun auch den Faziesunterschieden innerhalb des Schuppengebäudes Rechnung zu tragen, wobei die damals (Lit. 11, p. 10, 11) unterschiedenen 11 Schichtabteilungen noch um verschiedene vermehrt werden mussten. Im nachfolgenden Text verweisen die arabischen Zahlen in [] nach den neuen Nummern der verschiedenen lithologischen Unterabteilungen der Normalprofile in der Darstellung I von Tafel XII.

Die Profilansicht, Taf. XII, wurde im Manuskript den Teilnehmern als Exkursionsprofil ausgeteilt. Für die Darstellung der Details in den bereits gut durchgearbeiteten Regionen, entlang den von der Exkursion gefolgten Wegen, welche in erster Linie eingetragen wurden, musste notgedrungen ein grosser Masstab gewählt werden, dafür wird die Zeichnung in den noch nicht völlig durchgearbeiteten Teilen etwas skizzen- und lückenhaft. Für eine endgültige Durchkonstruktion des Profiles fehlte mir auch noch die topographische Grundlage, man möge dasselbe deshalb als eine ad hoc zusammengestellte Skizze betrachten, deren Veröffentlichung aber zum Verständnis des Folgenden nötig war. Um den Zusammenhang zwischen Text und Profil klarer zu gestalten, wurden Wege, Lokalitäten, Aufschlüsse im Profil mit kleinenNummern versehen, auf welche im Text mit kursiven Zahlen in *()* verwiesen wird. Die Profilansicht stellt nur einen Ausschnitt dar, den mittleren Teil des ganzen Querschnitts der Flyschzone zwischen Mastrils und Wangs. Für eine Darstellung auch der nördlich und südlich anschliessenden Teile, besonders auch des von der Exkursion besuchten und nachstehend ebenfalls besprochenen Pizalun, fehlten noch genügende Daten.

1. Halbtag, 26. August, nachmittags.

Taminaschlucht Ragaz–Pfäfers-Bad.

Nachdem sich die Exkursionsteilnehmer in erfreulich grosser Zahl um die Mittagszeit des 26. August bei einem Lunch im Hotel Krone in Ragaz besammelt hatten, wandten wir uns am Nachmittage der Taminaschlucht zu. Am Schluchtausgange, bei der Talstation der Seilbahn Ragaz-Wartenstein und in den ersten hundert Metern der dort beginnenenden Fahrstrasse nach Dorf Pfäfers stehen mittel SE-fallende, sehr laminierte und serizitisierte graue Mergelschiefer an. Sie bilden in den ersten anderthalb Kilometer der Schlucht an der rechten Taminaseite eine 200 m hohe, senkrechte und nicht zugängliche Felswand *(1)*. Die Schlucht verläuft zunächst im Streichen in diesen Mergeln. An der linken Schluchtseite sind sie zunächst noch nicht anstehend sichtbar, da hier eine Sackung aus einer Nische S vom Guschakopf ausgebrochen ist *(2)*. Schluchteinwärts aber sind dieselben Mergelschiefer, da sie infolge einer leichten Wendung der Schlucht gegen S allmählig auf die linke Taminaseite übersetzen, in der Gegend von P. 594 an der Basis der Suldiswand zu beobachten und steigen den ganzen Abhang hinauf bis an die Fahrstrasse Ragaz-Valens *(3)*. Der ganze Mergelkomplex [4] ist in einer Mächtigkeit von nahezu 200 m fast homogen, d. h. frei von Bänken anderer lithologischer Ausbildung. Herr Dr. Oberholzer hat ihn deshalb in seiner Karte (**13**) mit einer besonderen Farbe ausgeschieden und in Lit. **8** als „sandfreie Mergelschiefer des östlichen Badtobels" (= Taminaschlucht) beschrieben (**8**, p. 430, 461). Die Schiefer sind überall erfüllt von Foraminiferenkörnchen, deren Natur allerdings an den natürlichen Oberflächen wegen des sie umhüllenden Serizites nicht genau festgestellt werden

kann. Jedoch ergeben sie sich, wie der Berichterstatter den Teilnehmern an mitgebrachten Anschliffen demonstrieren konnte, als auch mit der Lupe erkennbare *Globotruncana stuarti* DE LAPPARENT. Es handelt sich also nach allem, was man aus den Arbeiten von DE LAPPARENT und O. RENZ über die vertikale Verbreitung dieser Globotruncanenart weiss, um oberes Senon.

Von P. 594 an einwärts wendet sich die Schlucht aus der Längs- in die Querprofilrichtung und man gelangt dementsprechend rasch in höhere Schichten. Zunächst stellen sich harte Kieselkalk- und feinkörnige Sandsteinbänklein im Schiefer ein [5—6] und der Schiefer selbst geht mehr und mehr in einer ebenflächige, rein tonige Ausbildung über [13], welche manchmal derjenigen des autochthonen Dachschiefers täuschend ähnlich werden kann. Andererseits geht aber die Formation, wenn zudem etwas tektonisiert, in eine ganz der Bezeichnung „Wildflysch" entsprechende Ausbildung über, nur fehlen jegliche fremden Bestandteile.

An dem Bergvorsprung bei P. 625, den die Tamina in einer östlich ausholenden Schlinge umgeht, kommt versackter Nummulitenkalk vom Einsiedlertypus [14] in riesigen Blöcken bis an die Strasse herunter. Unmittelbar schluchteinwärts dieser Stelle kommt das Anstehende wieder zum Vorschein und man kann die stratigraphische Auflagerung einer Bank von echinodermenbrecciösem Kalk mit kleinen Nummuliten auf die Formation der schwarzen Tonschiefer [13] beobachten. Die Formation der schwarzen, ebenflächigen, aber oft mit „wilden" Partien [11–13]' durchsetzten Tonschiefer wird stets zwischen und unter den Nummulitenkalkbänken (es kommen hier deren mehrere vor) angetroffen. Sie ist also bereits tertiären Alters, wie an anderen Stellen auch durch Einlagerungen mit Kleinforaminiferen bewiesen wird, welche nur noch grosse Globigerinen und keine Globotruncanen mehr enthalten. Übrigens ist im Profil der Taminaschlucht der Zusammenhang mit den unterliegenden Stuartischiefern durch Schuppung etwas gestört und kein Normalprofil vorhanden.

Bei der Einmündung des Zanuztobels, kurz vor dem Strassentunnel, folgt, der bisher durchquerten Schieferserie aufgelagert, eine wild gefaltete und von Clivage durchsetzte Sandsteinformation, welche der Referent bereits dem autochthonen Altdorfersandsteinkomplex zurechnen möchte. Wir gelangen hier in eine der von unten in den Ragazer Flysch eindringenden Einspitzungen des autochthonen Flyschs, welche im Zanuztobel an der linken Schluchtseite bis auf 1700 m Höhe emporreicht. Diese steil nach NW aufwärtsstrebende Antiklinale des autochthonen Flyschs steht in Zusammenhang mit der domförmigen Aufwölbung des autochthonen Seewerkalks von Pfäfers-Bad, aus welcher etwas weiter schluchteinwärts die Therme von Pfäfers austritt, einer Dependenz des Domes von Vättis, jedoch von kleineren Dimensionen und demselben N vorgelagert. Dieses Seewerkalkgewölbe wird über dem basalen Assilinengrünsand des Lutétien umhüllt von einer mächtigen Masse von Globigerinenschiefern (Stadschiefern, **8**, p. 414), deren Gebiet wir zunächst, übereinstimmend mit der Karte (**13**), wenig einwärts vom Strassentunnel bei der Einmündung des Schrepfentobels in die Tamina betreten. Rein lithologisch unterscheiden sich diese serizitischen, intensiv druckgeschieferten Mergel mit ihren deutlich sichtbaren Foraminiferenkörnchen nur wenig von den durchquerten Schiefern des äusseren Badtobels; der Unterschied der Mikrofaunen, hier ausschliesslich Globigerinen, dort die oberkretazischen Globotruncanen, ist jedoch an jedem Anschliff der Gesteine, wie der Berichterstatter an einigen mitgebrachten Proben zeigen konnte, ohne weiteres auch mit der Taschenlupe zu erkennen.

Herr Dr. OBERHOLZER machte an dieser Stelle auf eine alte Schlucht der Tamina aufmerksam, welche bei P. 654, wo ein Fussweg von der Schluchtstrasse abzweigt, in die heutige Schlucht der Tamina ausmündet (**7**, p. 83—86; **8**, p. 522/23 und Fig. 87). Die alte Rinne ist mit Moräne, Stauschotter und zuhöchst von den Schottern eines alten Schuttkegels des Mühletobels aufgefüllt, deren Oberfläche die Terrasse von Valens, 900 m, bildet. Der tiefste Felsgrund der alten Rinne mündet wenige m über der Schluchtstrasse bei P. 654 aus, sie ist von einem von der Säge von Valens herunterkommenden Bächlein wieder etwas ausgeräumt worden. Die maximale Mächtigkeit der Schuttbildungen beträgt daher über 200 m.

Die jetzige epigenetische Schlucht der Tamina verläuft von der Konfluenzstelle mit der alten Rinne an einwärts ein kurzes Stück zunächst quer zur Schieferung der Globigerinenmergel in west-östlicher Richtung. Sie durchquert die antiklinale Aufwölbung derselben und biegt kurz vor Pfäfers-Bad wieder in die allgemeine S-Richtung des Tales ein. Herr Dr. OBERHOLZER wies hier auf eine feine Nut hin, welche in den Schiefermassen der rechten Schluchtwand die Überschiebungsfläche des Ragazer Flyschs auf den autochthonen Globigerinenmergel bezeichnet; die Dachschiefer-Sandsteingruppe des autochthonen Flyschs ist hier offenbar mechanisch abgeschoben.

Bei den Gebäuden von Pfäfers-Bad steigt nun als Kern der Aufwölbung des autochthonen Flyschs ein Gewölbe von Seewerkalk mit darauf transgredierendem Assilinengrünsand der Eocaenbasis aus dem Grunde der Schlucht empor. Nach der Ansicht von Herrn Dr. OBERHOLZER (**8**, p. 14/15) handelt es sich nicht um Seewerkalk der völlig autochthonen Serie, sondern um denjenigen einer tiefsten, davon etwas abgeschobenen Lamelle, der auch im benachbarten Mühletobel aufgeschlossenen Mühletobelfalte, und zwar würde man sich nahe der im Detail noch etwas verschuppten Stirn dieser Falte befinden. Mit dem Auftauchen dieser härteren Gesteine beginnt hier die berühmte, etwa 750 m lange, sehr enge und oben teilweise von Naturbrücken überdachte Klamm von Pfäfers-Bad, in welcher, 450 m oberhalb der plötzlichen Verengung, aus einer die Schlucht querenden Spalte die 37° warme Therme entspringt. Die geologischen Bedingungen der weiteren und näheren Umgebung, welche zu ihrem Auftreten an diesem Punkte führen, die Detailtektonik des Seewergewölbes der Klamm sowie alle Eigenschaften der Therme als Quelle sind von ALBERT HEIM in einer eingehenden Studie geschildert worden (**7**).

Pfäfers-Bad–Ragol–St. Margretenberg.

Nach dem Besuch der Klamm und der Quelle (zu welcher die Quellenverwaltung der Geologengemeinde in verdankenswerter Weise freien Zutritt gewährte) stieg die Exkursionsgesellschaft entlang einem Fussweg, der über die grösste der Naturbrücken führt und mit der sog. Badstiege an der rechten Schluchtwand emporsteigt, nach Ragol, P. 933, an der Strasse Ragaz-Dorf-Pfäfers-Vättis, hinauf. In der Höhe der Naturbrücke befindet man sich auf dem Scheitel des Seewerkalkdomes und es stehen dort die Assilinengrünsande in 60 m Höhe über der unsichtbaren Tamina an. Mit Übergang gehen daraus die Globigerinenmergel hervor, welche die ganze Wandhöhe entlang den 300 Stufen der Badstiege bilden. Etwa 50 m über der Wandoberkante steht am Rande der Fahrstrasse, dort wo das Strässchen nach St. Margretenberg abzweigt, Altdorfersandstein mit Dachschieferzwischenlagen an (**8**, p. 419/20).

Zwei km weiter S liegen an der Fahrstrasse nach Vättis in diesem selben Komplex die Brüche von Vadura (**8**, p. 423), in denen ein mit demjenigen von Matt und Elm völlig übereinstimmender Dachschiefer gewonnen wird, zu deren Besuch uns aber leider die Zeit nicht hinreichte. Da in der Tiefe der Schlucht an der vorhin erwähnten Stelle eine unmittelbare Auflagerung des Ragazer Flysches auf die Globigerinenmergel der Kuppel von Pfäfers-Bad zu sehen war, so muss sich der Dachschiefer-Sandsteinkomplex von der Globigerinenmergelunterlage im S-Schenkel der Kuppel losgelöst und als selbständige Schuppe in den hangenden Ragazer Flysch vorgestossen haben (Schuppe von Ragol).

Mit den bereitgestellten Automobilen fuhren wir von Ragol entlang dem soeben erwähnten Fahrsträsschen hinauf nach St. Margretenberg. Fast auf der ganzen Strecke befindet man sich, wie die Karte (**13**) zeigt, innerhalb der soeben erwähnten Schuppe von bergfallendem Altdorfersandstein. Etwa 200 m bevor man die Höhe der Terrasse von St. Margretenberg und die ersten Häuser (Wirtschaft zum Tristeli) erreicht *(4)*, lagert dem Sandsteinkomplex mit seinen Einlagerungen glatter Dachschiefer an einer aufgeschlossenen Kontaktfläche wieder der Ragazer Flysch auf und zwar eine Serie von Mergelschiefern mit *Globotruncana stuarti* und zunächst noch reichlicher Einlagerung von Kieselkalk- und Glimmersandsteinbänken [4–5]. Es handelt sich also wiederum um Aequivalente der „Mergelschiefer des östlichen Badtobels", jedoch reicher an grobklastischen Einschaltungen und deshalb dem obersten Teil dieser Mergelformation, an der Grenze gegen die schwarzen, ebenflächigen Tonschiefer [13] angehörig. Und in der Tat findet man, wie die Teilnehmer auf dem Abstieg von St. Margretenberg konstatieren konnten, dicht darüber einen ersten Nummulitenkalk. Doch hielten wir uns bei den in der Karte eingetragenen Nummulitenkalken von Furggels noch nicht auf, sondern fuhren weiter bis zum sog. Sennhaus von St. Margretenberg.

Das Tälchen von St. Margretenberg ist ein merkwürdiges morphologisches Gebilde. Sein etwas versumpfter Talboden *(5)* verläuft auf 1200 m auf 2 km Länge fast horizontal und parallel mit dem Rheintal. Der Kamm, der es an der E-Seite ursprünglich vom Rheintal trennte, ist durch die viel kräftigere Erosion von dieser Seite her zur Hauptsache bereits entfernt worden, im nördlichen Teil unter Mitwirkung eines Bergsturzes, oder besser, grosser Flyschsackungen (**8**, p. 595), die sich an dem Steilhang gegen das Rheintal gelöst haben und deren Abbruchrand bis auf 200 m an den Furggelsbach herangreift. Einzig der Pizalun, P. 1482, ragt noch 220 m über den Talgrund beim Sennhaus empor; N und S von dieser Felsenspitze ist die trennende Wasserscheide gegen den Rhein stellenweise bis auf wenige m erniedrigt worden; im S fehlt ein eigentlicher Oberlauf und Talhintergrund. Im N stürzt der Furggelsbach in einer Steilstufe von 400 m zur Terrasse von Pfäfers und in weiteren 300 m zum Rheintal ab. Es ist interessant, dass ein analoges Tälchen sich gegenüber auch an der E-Seite des Rheintales befindet, dasjenige von Valzeina.

Der Pizalun.

Beim Sennhaus von St. Margretenberg verliess die Exkursionsgesellschaft die Autos und stieg über den östlichen Talhang unmittelbar zum Pizalungipfel P. 1482 auf. Die Besteigung dieses 1000 m über dem Rhein gelegenen und das ganze Rheintal von Chur bis Sargans dominierenden Aussichtspunktes war weniger aus lokalgeologischen Gründen ins Programm genommen worden, als wegen der prachtvollen Übersicht über den Bau der westalpin-ostalpinen Grenzregion entlang der Rheinlinie. Leider verhüllte aber eine Hochnebeldecke die

Gipfelregionen Graubündens und ein kalter Wind vertrieb uns nach kurzem Verweilen.

Vom Berichterstatter wurde hingewiesen auf das periklinale Gefälle, mit welchem das helvetische Deckengewölbe als Mantel des östlich abtauchenden Aarmassives unter den penninischen und ostalpinen Schubmassen verschwindet. Man übersieht von diesem Punkte aus den ganzen Halbkreis von den NW fallenden Churfirsten über den E-fallenden Gonzen, Alvier und Fläscherberg zum SE-lich sich abdachenden Calanda. Sehr eindrücklich präsentiert sich von dieser Stelle aus die ausserordentliche Ausdünnung, welche die helvetische Hauptdecke im First des Deckengewölbes in der Gegend von Landquart und in der Wurzelzone S des Calanda bei Chur erleiden muss. Zwischen dem Rücken der Kaminspitzfalte, welche erst die tiefste der parautochthonen Falten des Calanda darstellt, und der Basis der Bündnerschiefer jenseits des Rheins bleibt im Querprofil des Rheintales bei Landquart als Raum für die axial abtauchenden, höheren parautochthonen Falten und die helvetische Hauptdecke nur ein Teil der hier 3 km breiten Talebene übrig, was bei dem beobachtbaren Winkel des Axengefälles nur einer Mächtigkeit von 1300 m entspricht.

Der Referent wies darauf hin, dass seine Beobachtungen in der Umgebung des Pizalun noch wenig fortgeschritten seien, so dass er zu der Frage der stratigraphischen und tektonischen Stellung der so merkwürdigen, aus Turonkalk und Malm zusammengesetzten Masse des Pizalun noch wenig neue Argumente beizutragen habe. Über dem Ragazer Flysch mit Nummulitenkalkbänken, welcher den Rücken der Gratalp auf der W-Seite des Tälchens von St. Margretenberg aufbaut, setzt mit dem E-Abhang des Pizalun plötzlich diese merkwürdige Gesteinmasse ein, welche dann auf der Rheintalseite mit sehr starkem, ungefähr der Neigung des Hanges entsprechendem Axengefälle bis an den Rhein bei Mastrils hinunterschiesst (**4**, p. 41—44; **8**, p. 448/49, 451/52, 461/62). S von diesem Komplex von mesozoischen Kalken des Pizalun verläuft eine Zone von Assilinengrünsandbänken (**8**, p. 445—447) und Stadähnlichen Schiefern (**8**, p. 431/32), in welcher die Oberkreide ebenfalls noch durch einzelne antiklinale Einschaltungen von Turonkalk, hauptsächlich aber durch Seewerschiefer und Amdenermergel-ähnliche Gesteine vertreten ist. Diese südliche Zone setzt bereits auf Mathonalp N Kaminspitz am Grätchen E vom Tälchen von St. Margretenberg ein und zieht sich über Jägeri und Fürggli am Oberende dieses Tälchens ebenfalls zum Rhein bei Mastrils herunter.

Was nun die tektonische Einreihung dieser Gesteinszonen betrifft, so wies Herr Dr. Oberholzer darauf hin, dass die Turonkalke des Pizalungipfels mit schwarzen flyschähnlichen Schiefern innig verknüpft seien, wie die Exkursionisten solche in der Scharte unmittelbar E vom Gipfelfelsen beobachten konnten (vgl. **4**, p. 42, Fig. 10), woraus zu schliessen sei, dass es sich nicht um normalhelvetischen Seewerkalk, sondern nur um die seewerähnlichen Turonkalke [1] des Ragazer Flysches handeln könne (**8**, p. 451/52). Da auch die Assilinengrünsandzone S der Pizalunmasse mit demselben Turonkalk in enger Verbindung stehe, so gehöre auch sie zum eingewickelten Flysch.

Demgegenüber führte der Berichterstatter an, dass die Turonkalke des Pizalungipfels einerseits allerdings auf ihrer N-Seite mit der flyschähnlichen Senonserie in den Wänden E Furggels durch Übergang derart verknüpft seien, dass hier an einer unmittelbaren Zugehörigkeit zur Ragazer Flyschserie nicht gezweifelt werden könne. Andererseits aber wiesen, wie der Referent bereits in seiner vorläufigen Mitteilung betont habe (**11**, p. 9), die Kalke des Pizalun (es wurden damals ausschliesslich Muster vom S-Ende der Masse bei Grub unter-

sucht) im Dünnschliffe eine völlige Übereinstimmung mit normalhelvetischen Seewerkalken auf. Wie bei den normalen Seewerkalken ist die Grundmasse der Kalke aus dem S-Teil des Pizalun erfüllt von sog. Orbulinarien, während die Grundmasse der seewerähnlichen Turonkalke des Glarner Flysches zwischen den sehr häufigen Globotruncanen meist ziemlich dicht und leer erscheint, eine Beobachtung, welche bereits von ARN. HEIM gemacht wurde (**3**, p. 41). Ausserdem entsprächen nach der Ansicht des Berichterstatters die Assilinengrünsandbänke am S-Rande der Pizalunmasse derart der völlig normalhelvetischen Ausbildung dieser Gesteine, dass es schwer halte, für dieselben eine ultrahelvetische Herkunft anzunehmen, zumal ja der Faziestypus „Assilinengrünsand transgredierend auf Seewerkalk" vom Autochthonen von Vättis an südwärts durch die Calandafalten verbreitet sei, sodass die Möglichkeit bestehe, diese südlichen Teile der Pizalunmasse aus viel näher liegenden tektonischen Elementen zu beziehen. Immerhin müsse andererseits die Kombination von ausschliesslich Turon und Malm in der Pizalunmasse wieder fremdartig anmuten und könnte für eine ultrahelvetische Herkunft angeführt werden.

Das Dilemma, das sich hinsichtlich der tektonischen Stellung des Pizalun aus diesen zwei Gruppen sich widersprechender Argumente ergebe, sei vorläufig noch ungelöst.

Anschliessend an diese Diskussionen während der Exkursion möchte ich nun hier beifügen, dass Beobachtungen, welche ich im vergangenen Herbst nach der Exkursion noch habe machen können, uns der Lösung dieses Dilemmas näher führen.

1. Zwischen den oberkretazischen Kalken des eigentlichen Gipfelzahnes P. 1483 des Pizalun, welche mit den flyschartigen Schiefern verknüpft sind, und den Turonkalken S vom Gipfel bis zum Kontakt mit der Assilinengrünsand enthaltenden Zone besteht nicht nur mikroskopisch, sondern auch makroskopisch ein deutlicher lithologischer Unterschied. Die Kalke des Gipfelfelsens wittern hellgelblich an und sind innerlich dunkelgrau, die übrigen Kalke aber zeigen bläulichweisse Anwitterung und sind frisch hellgrau und stark marmorisiert.

2. Zwischen dem seewerähnlichen Turonkalk des Gipfelfelsens, welcher unzweifelhaft zur Serie des Ragazer Flysches gehört, und den südlich anschliessenden Turonkalkmassen, welche ich für helvetischen Seewerkalk halte, muss eine Trennungsfläche bestehen, welche durch den Streifen von „Wildflysch" verläuft, welchen Herr Dr. OBERHOLZER in seiner Karte (**13**) unmittelbar S vom Gipfelfelsen verzeichnet, wo sie sich durch ein deutliches Sättelchen zwischen den beiden Kalkmassen verschiedener Herkunft auch morphologisch bemerkbar macht. Diese Depression zwischen den beiden Arten von Turonkalk macht sich auch N der Häuser von Spieg deutlich bemerkbar und zieht sich hinunter gegen das Nussloch.

3. Bei dem Weiler Spieg (P. 1091) lässt sich ausserdem an einem neu erbauten Strässchen beobachten, dass der erste, nördlichste der Assilinengrünsandzüge mit Transgressionskontakt unmittelbar der Hauptmasse des Seewerkalks des südlichen Pizalun auflagert und seinerseits nach oben mit Stadschiefern von durchaus nordhelvetischem Aspekt verbunden ist. Dieses Profil unterscheidet sich demnach in keiner Weise von der Oberkreide-Tertiärgrenze, wie sie in der autochthonen Kuppel von Vättis zu beobachten ist.

4. S von diesem Tertiärzug (der sich von Spieg gegen SW in der Richtung der nördlichsten Assilingrünsandeinschaltung auf dem Wasserscheidegrat bei P. 1328 hinzieht) folgt eine südlichere Schuppe von mächtigem Seewerkalk, welche

auf dem Wasserscheidegrat ebenfalls durch einen von OBERHOLZER kartierten, isolierten Seewerkalkkeil noch vertreten ist. Von Spieg entlang dem von einem Arbeitslager kürzlich neuerstellten Strässchen gegen Mastrils absteigend kreuzt man zunächst diese zweite Seewerkalkmasse und gelangt nach der Karte (**13**) in den südlich und darüber lagernden Malmkomplex. An der Grenze der beiden Komplexe ist nun durch das Strässchen ein sehr geringmächtiges Profil von unterer Kreide in verkehrter Lagerung aufgeschlossen. Auf Korallenkalk des Tithon folgt Oehrlikalk, Kalk mit verkieselten Exogyren, vermutlich des Valanginien, Spuren von Kieselkalk-Drusbergschiefern, Urgon und dann Seewerkalk. Diese Schichten sind am ganzen Abstieg gegen Mastrils noch mehrmals aufgeschlossen. In ihrer Ausbildung stimmen sie weitgehend überein mit dem Profil der unteren Kreide der Kaminspitzfalte, das man beim Weiler Isla S Mastrils beobachten kann.

Die schwer verständliche Kombination allein von Malm und Turon im südlichen Teil der Pizalunmasse ergibt sich infolge dieser Ergänzung durch untere Kreide als viel weniger fremdartig. Die grosse Mächtigkeit des Seewerkalks bei noch sehr reduzierter, rein kalkiger und ausgesprochen nordhelvetischer Ausbildung der unteren Kreide ist ein Charakteristikum des Autochthonen von Vättis und der Calandafalten. Wir müssen deshalb den südlichen Teil der Pizalunmasse aus diesem Gebiete beziehen. Der nördliche und der südliche Turonkalk in der Pizalunmasse sind also sehr verschiedener Provenienz und da auch eine tektonische Trennungslinie zwischen den beiden zu beobachten ist, kann man das noch anlässlich der Exkursion als ungelöst beschriebene Dilemma als erledigt betrachten.

5. Für eine genauere Einordnung der helvetischen Anteile der Pizalunmasse ist aber noch ein genauerer Vergleich der Fazies der unteren Kreide nötig. Ihre sehr geringe Mächtigkeit würde eher auf einen Zusammenhang mit der in der Ostwand des Taminatales auf sehr merkwürdige Weise von der Kaminspitzfalte (Untere Calanda-Decke HELBLING, **12**, p. 87/88, Taf. 1) diskordant abgeschnittenen autochthonen Schichtreihe oder dann mit der letzteren Falte selbst hinweisen. Andererseits stecken in der von OBERHOLZER zusammen mit dem Pizalun für ultrahelvetisch gehaltenen Seewerkalkmasse der Stelli in der Mulde von Val Cosenz nach seinen (**8**, p. 32, 449) und BLUMENTALS (**4**) Angaben neben Malm ebenfalls Andeutungen unterer Kreide, und diese südliche Masse, für welche mir ebenfalls parautochthone Abkunft viel wahrscheinlicher scheint als Einwicklung aus dem Ultrahelvetikum, kann ihrer Lage auf dem Kaminspitzrücken nach nur aus den höheren Teilen des Parautochthonen, von den Lärchenbödeli-Orgelnschuppen (**12**, p. 88) an aufwärts, bezogen werden. Zunächst müssen also noch Analogien und Differenzen des südlichen Pizalun und der Stellimasse abgeklärt werden, vermutlich handelt es sich hier noch um Verschiedenes.

6. Auch folgende Beobachtungen in der Umgebung des Pizalun sprechen für das letztere. In der Begleitung des Seewerkalks von P. 1328 auf dem Wasserscheidegrat und der südlicheren Assilinengrünsandzüge stellen sich bereits Mergelschiefer vom Typus der Seewerschiefer ein. In den mächtigen Mergeln, welche in der südwestlichen Fortsetzung auf Alp Mathon anstehen, hat OBERHOLZER eventuell ultrahelvetisches Senon vermutet (**8**, p. 431, 446, 453; Fig. 82, Schicht 3; in Prof. 1, Taf. I, sind sie als „Senonmergel mit Assilinengrünsand" dargestellt). In der Tat handelt es sich um oberkretazische Mergel mit Globotruncanen und Inoceramenbruchstücken, doch möchte ich dieselben viel eher für Amdenermergel halten, welche aus dem parautochthonen Gebiet stammen. Schon in der Mulde von Val Cosenz stellen sich ja in der normalen Kreideserie des Rückens der Kaminspitzfalte zwischen Seewerkalk und Assilinen-

grünsand oberkretazische Mergelschiefer ein. Es ist überhaupt sehr merkwürdig, wie rasch Oberkreide und Tertiär im Gegensatz zur Fazies ihrer stratigraphischen Unterlage im Gebiet des Autochthonen und Parautochthonen des Taminatales einen relativ südhelvetischen Faziestypus annehmen. Die Ausbildung der Kreide-Tertiärgrenze des Autochthonen entspricht ja bereits dem Typus des Morschachergewölbes am Urnersee und diejenige der Kaminspitzfalte der Ausbildung etwa des Aubrig. Mit der Annäherung an das Rheintal verläuft die helvetische Geosynklinale schon von der Oberkreide an viel mehr quer zum nachmaligen helvetischen Streichen. Für die höheren Calandafalten darf deshalb schon eine bedeutende Entwicklung der Amdenermergel angenommen werden und die senonen Mergel von Alp Mathon und der Stelliklippe brauchen deswegen nicht aus dem Ultrahelvetikum bezogen zu werden.

Jedenfalls ergibt sich, dass auch die südliche Masse des Pizalun und die Zone der Assilinengrünsandeinschaltungen durchaus nicht tektonisch homogen ist, sondern meiner Meinung nach aus Oberkreide bis Tertiär aus dem ganzen Gebiete der parautochthonen Falten, von der Fazieszone mit auf Seewerkalk transgredierendem Assilinengrünsand bis zur Fazieszone mit mächtigen Amdenermergeln, zusammengeschürft ist, eventuell unter der Wirkung der darüber hinweggegangenen helvetischen Hauptdecke.

Nach diesen Ergänzungen zu den Diskussionen der Exkursionsteilnehmer an Ort und Stelle kehren wir zu unserem Exkursionsbericht zurück.

St. Margretenberg–Pfäfers-Dorf.

In raschem Abstieg erreichte man vom Pizalun wiederum das Dörfchen von St. Margretenberg und das dortige Wirtshaus zum Pizalun, wo man an der gemütlichen Wärme zu etwas längerem Aufenthalt verlockt wurde, als auf dem Gipfel gleichen Namens.

Auf dem weiteren Abstieg gegen Pfäfers-Dorf folgten wir zunächst einem Fusspfad, der von den Häusern von St. Margretenberg gegen N und über die Kante E von dem steilen Tobel des Furggelsbaches *(6)* hinunterführt (fehlt in der Karte). Man quert zunächst noch auf der Terrassenfläche 4 dachziegelig übereinander geschuppte Nummulitenkalkriffe *(7)*, alle aus einem weissen Lithothamnienkalk mit nur kleinen Nummuliten bestehend (**8**, p. 443), eine besondere fazielle Ausbildung, die sich aus den weiter unten noch zu beschreibenden mächtigen Nummulitenkalkriffen von Wartenstein–Pfäfers gegen S hin entwickelt. Wie die Felswand zeigt, mit welcher die Terrasse von St. Margretenberg zum Rheintal abbricht, greifen diese Einspitzungen von Nummulitenkalk nicht tief in das Gebirge ein; sie sind in dieser Wand von Senonschiefer *(8)* vom Typus der „sandfreien Schiefer des östlichen Badtobels" [4] unterlagert, die sich gegen S bis zu dem Turonkalk [1] des Pizalungipfels hinziehen, mit dem sie, wie oben gesagt, in stratigraphischem Verband stehen.

Das nördlichste dieser Nummulitenkalkriffe *(7a)* an der Kante der gegen Pfäfers abbrechenden Talstufe und seine Unterlage wurde von den Exkursionisten, soweit es die vorgerückte Zeit und die allmählich hereinbrechende Dämmerung zuliessen, noch etwas näher betrachtet. Auf dem Lithothamnienkalk liegen feste Globigerinenmergel. Unter dem Kalk folgt eine Serie von schwarzen Tonschiefern *(9)* mit Einlagerungen von bräunlich anwitternden Sandkalken und einer Bank eines groben Konglomerates von kristallinen Komponenten *(10)*, vornehmlich hellen Aplitgneisen. Diese Formation entspricht den schwarzen, ebenflächigen Schiefern mit Kieselkalk- und Sandsteinbänken [11–13]', welche wir

in der Tiefe der Taminaschlucht in der unmittelbaren Unterlage einer Nummulitenkalkbank konstatiert hatten. Hier ist der „Wildflysch"-Charakter dieser, die Nummulitenkalkbänke unterlagernden Formation durch das Kristallinkonglomerat [12] unterstrichen.

Es sei beigefügt, dass sich die ersten, stratigraphisch tiefsten Einlagerungen von Kristallinmaterial in Form von Konglomeraten oder Blöcken in der Serie des Ragazer Flysches immer in diesem selben Niveau unmittelbar unter den Haupt-Nummulitenkalkbänken einstellen [12]. So sind z. B. westlich gegenüber der hier betrachteten Stelle, an der W-Seite des Taminatales vollkommen übereinstimmende Schiefer in der stratigraphischen Unterlage übereinstimmender heller Lithothamnien-Nummuliten-Kalke aufgeschlossen bei Muttberg und am N-Hang des Zanuztobels bei Pardiel-Obersäss, wo sie neben mächtigen Kristallinkonglomeratbänken auch einzelne kristalline Blöcke eingebacken enthalten, die Herr Dr. Oberholzer beschrieben hat (**8**, p. 440, Fig. 79).

Wenig tiefer mündet der Fussweg in einen neuen Holzweg und es stehen als nächsttieferes Schichtglied *(11)* die Mergelschiefer mit *Globotruncana stuarti* [5] an, dieselben, welche wir im Aufstieg bereits am Fahrsträsschen kurz vor den Häusern von Furggels angetroffen hatten. Entsprechend der dort beobachteten Situation finden wir sie etwas tiefer, wo der Weg das Furggelstobel gegen W überschreitet, wiederum vom Dachschiefer-Altdorfersandstein-Komplex *(12)* der autochthonen Schuppe von Ragol unterlagert. Doch ist diese Einspitzung des autochthonen Flysches hier nicht mehr mächtig, denn auf der linken Seite des Furggelstobels weiter absteigend gelangen wir in ihrer Unterlage sehr bald wieder in Elemente des Ragazer Flysches. Jedoch lassen sich die autochthonen Flyschsandsteine im Streichen gegen E noch bis auf den Abhang gegen das Rheintal verfolgen (Sandstein über Fluppe, von Oberholzer, **8**, p. 435, bereits als von autochthonem Flyschsandstein kaum unterscheidbar beschrieben). Es handelt sich demnach bei der Schuppe von Ragol um eine sehr bedeutende Abspaltung des autochthonen Flysches, die, vom S-Schenkel des kleinen Domes von Pfäfers-Bad sich loslösend, hoch in den Ragazer Flysch hinauf vorstösst und einen Teil davon unter sich einwickelt, wie dies auf dem Profil dargestellt wurde.

Der eingewickelte Teil, den wir nun auf dem weiteren Abstieg unterhalb dieser Einspitzung durchquerten, besteht beinahe bis zur Terrasse von Pfäfers-Dorf hinunter aus einer fast 500 m mächtigen Masse *(14)* von Senonschiefern [2' u. 5] mit mehreren Einschaltungen *(15)* von Turonkalk [1]. Die ganze Masse dieser Pracavalls-Schuppe (Terrasse bei 900 m S über Pfäfers-Dorf) ist ihrerseits an einer am Wegrande deutlich sichtbaren Überschiebung *(16)* kurz über dem Dorf Pfäfers auf die jüngsten Schichten [10–13] einer tieferen Schuppe des Ragazer Flysches, globigerinenhaltige Fleckenmergel *(17)* mit Nummulitenkalkbänklein *(18)*, überschoben. Doch verhinderte uns die Dunkelheit diese Verhältnisse noch zu studieren; mit der Drahtseilbahn Wartenstein–Ragaz gelangten wir schliesslich zu einem etwas späten Nachtessen im Hotel Krone in Ragaz.

2. Halbtag, 27. August, morgens.

Der zweite Halbtag war einem Querprofil durch die Schuppen des Ragazer Flysches in einem tieferen Niveau, am Fusse des Abhanges gegen das Rheintal, gewidmet. In der ersten Hälfte des Vormittags durchquerten wir, in geringer Höhe an diesem Hang von Ragaz gegen N gehend, die Schuppen nördlich der Taminaschlucht in absteigender Reihenfolge bis in die Unterlage der helvetischen

Krinneklippe, 2 km N vom Dorf, und von dort in noch tieferem Niveau wiederum nach Ragaz zurückgehend nochmals in aufsteigender Reihenfolge. Dieses aufsteigende Profil vervollständigten wir in der zweiten Hälfte des Vormittages S der Tamina durch einen Besuch der Steinbrüche bei Loch, 1 km S von Ragaz.

Ragaz–Pardielweg bis Saschielbach.

Unsere Kolonne verliess Ragaz zunächst in nordwestlicher Richtung auf einem Fahrwege *(19)*, der in langsamem Anstieg am Abhang gegen das Rheintal in die Gegend von Krinne und der Alpen von Pardiel aufsteigt. Der Weg beginnt bei P. 524 am Fusse des steilen Guschakopfes, P. 751, der Ragaz auf der SW-Seite dominiert. Der aus dem Buchenwald emporragende Felskopf *(20)* dieser Aussichtskanzel besteht aus grobgebanktem grauem Sandstein [9], den OBERHOLZER als Ragazer- oder Guschakopf-Sandstein bereits von den übrigen Typen der Flyschsandsteine unterschieden und beschrieben hat (**8**, p. 435). Das Gestein ist charakterisiert durch den Gehalt an einzelnen groben Quarzkörnern in einer aus feinerem Sand bestehenden und oft kalkreichen Grundmasse; die Grösse der Quarzkörner kann sich in einzelnen Lagen bis zur Geröllgrösse steigern und diese konglomeratischen Einschaltungen enthalten auch Gerölle aus schwarzem, ölquarzitähnlichem Gestein. Zwischenlagen von bräunlich anwitternden, frisch dunkelgrauen, samtigen und ebenflächigen Tonschiefern sind frei von Foraminiferen, können aber Pflanzenreste enthalten. Bei genauem Suchen findet man in den kalkreicheren Partien des Sandsteins kleine Discocyclinen, welche zeigen, dass das Gestein tertiäres oder höchstens Danienalter haben kann und demnach von den bereits im Obersenon angetroffenen Glimmersandsteineinlagerungen unterschieden werden muss.

Der Sandstein wird unmittelbar unterlagert zunächst von Wang-ähnlichen, spiessig zerfallenden Kalksandsteinschiefern *(21)* und darunter von einer Formation von Mergelschiefern *(22)* mit *Globotruncana stuarti* und mächtigen Kieselkalkbänken *(23)*. Die Zusammensetzung dieser Formation ist also ähnlich derjenigen vom „Bild" bei Furggels und gehört der Obergrenze der „Mergelschiefer des östlichen Badtobels", also dem obersten Senon (Maestrichtien) [5–6] an. Das älteste Tertiär des Guschakopfsandsteins scheint darüber etwas diskordant zu lagern, doch ist dies vermutlich nur ein Effekt der Druckschieferung der unterliegenden Mergelschiefer. Wir mussten es unterlassen, mit der Exkursionsgesellschaft diese Basis des Guschakopffelsens in den äusserst steilen Wäldern zu besuchen, und begnügten uns, an Hand der im Schutt am Wege liegenden Brocken von Guschakopfsandstein dessen speziellen lithologischen Aspekt und an ebensolchen Stücken von globotruncanenhaltigen Mergelschiefern und einer mitgebrachten angeschliffenen Probe aus dem Anstehenden das Senonalter der Unterlage zu zeigen.

Die am Vortage beim Eintritt in die Taminaschlucht beobachteten Senonmergel *(1)* der östlichen Schluchtwand zielen mit ihrer ziemlich starken Aufrichtung gegen NE über den Sandstein des Grates Guschakopf–Girekopf der westlichen Talseite hinaus; ihre Auflagerung auf denselben kann übrigens an der Strasse Ragaz–Valens beim Tritt *(24)* unmittelbar beobachtet werden. Es ergibt sich also, dass der Guschakopfsandstein von obersenonem Mergelschiefer sowohl über- als unterlagert wird und, da er selbst unbedingt jünger ist, demnach eine synklinale Einspitzung in denselben darstellen muss, was auch in der Innenstruktur der Sandsteinmasse *(25)*, wie der Berichterstatter am späteren Vor-

mittage aus grösserer Entfernung zeigen konnte, einigermassen zum Ausdrucke kommt.

Die nördliche Unterlage der Senon-Tertiärschuppe Guschakopf–Girekopf wird bezeichnet durch einen Zug von Tertiär, Globigerinenmergel *(26)* und eine Nummulitenkalkbank *(27)*, welche sich von Bürchlisberg über Vadugg (P. 795) über den Rheintalhang herunterzieht und in der Linth-Rheinkarte (**13**) deutlich verzeichnet ist. Der Nummulitenkalk endet bei P. 718, kurz über dem von uns begangenen Krinnenweg, zusammen mit einer unterlagernden, geringmächtigen Oberkreideserie. Jedoch konnten die Exkursionisten diese Kreide unterlagernden tertiären Globigerinenschiefer [15] am Wegrande beim Überschreiten des Vaduggbächleins beobachten *(28)*.

Er bezeichnet den oberen Beginn einer weiteren Tertiär-Senon-Serie vom faziellen Typus Guschakopf-Girekopf, der Hocheggschuppe. An dem Rundhöcker P. 672 konnten die Teilnehmer wiederum die jüngeren, dem Guschakopfsandstein entsprechenden Schichten *(29)* dieser tieferen Serie anschlagen, einen gebänderten Sandkalk [8] mit groben Quarzkörnern, der von kleinen Discocyclinen, Echinodermen- und Lithothamnientrümmern ganz erfüllt ist, die mit den Lithothamnien und den Discocyclinen (wahrscheinlich alles *Discocyclina seunesi* Douvillé aus dem Danien-Montien der Aquitaine) aus dem Thanétien-Lithothamnienkalk [8'] an der Basis des alteocaenen Nummulitenkalkriffs von Steinbach bei Einsiedeln (**10**, p. 47/48, Taf. I, Profil 2, Schichten 2—9; **11**, p. 3/4, Schicht 1—2) übereinstimmen. Die Sandkalke von P. 672 sind ausserdem lithologisch und mikropalaeontologisch sehr ähnlich dem von Oberholzer (**8**, p. 447/48) beschriebenen Quarzsandstein bis Sandkalk von Oberlavtina im Weisstannental, der dort nach meinen Beobachtungen (**11**, p. 7—9) transgressiv und diskordant auf Wang-ähnlichem Flysch liegt und ebenfalls ältestes Tertiär darstellt.

Folgt man dem Krinnenweg *(19)* weiter aufwärts, so stellen sich in der Unterlage der Sandkalke auch hier die Wang-ähnlichen, schwarzen Kieselkalke [6b] *(30)* und darunter noch vor der Holzbrücke über den Krinnentobel- oder Saschielbach die obersenonen Mergel [4] mit *Globotruncana stuarti* ein *(31)*.

Die Sandkalke des P. 672 und die unterlagernden Wang-Aequivalente bilden die über P. 801, 831 und 887 gegen SW ansteigende Kante der Hochegg. S P. 887 findet man die discocyclinenreichen Sandkalke überlagert von tertiären Fleckenkalk [11] *(32)* mit Globigerinen und unmittelbar unterlagert von einer 10 m mächtigen Masse *(33)* von hellem Quarzit [7], der mit dem von Oberholzer als „Sardonaquarzit" (**8**, p. 437) bezeichneten Gestein übereinstimmt und von ihm auch bereits in der Karte mit der entsprechenden Signatur eingetragen worden ist. Den Quarzit unterlagern *(34)* die soeben erwähnten schwarzen Kieselkalke von Wang-Habitus, welche sehr wahrscheinlich noch alleroberste Kreide [6b] vorstellen. Da der Sandkalk sehr wahrscheinlich bereits dem ältesten Tertiär angehört, so ist der Quarzit unmittelbar an der Tertiärgrenze gelegen. Ob auch hier zwischen Oberkreide und Tertiär noch eine Lücke und eine scharfe transgressive Grenze besteht und in welchem Niveau dieses Profiles diese Grenzfläche dann genau verläuft, ist noch nicht auszumachen.

Wiederum bezeichnet ein nächst tieferer Zug von schwarzem Schiefer und tertiärem Fleckenmergel [11] mit Nummulitenkalkbänken die untere Begrenzung der Oberkreideserie der Hocheggschuppe. In der Linth-Rheinkarte (**13**) macht sich dieser Synklinalzug jüngerer Gesteine durch die in der unmittelbaren Nähe der Überschiebungsfläche der helvetischen Krinnenklippe und in der Nähe der Lokalität Pataduris oder Kohlgrub P. 808 gruppierten Nummulitenkalklinsen bemerkbar. Im Profil des Saschielbaches beginnt diese Ter-

tiärzone etwa 100 m oberhalb der Holzbrücke des Krinnenweges P. 753 mit einer oberen Nummulitenkalkbank *(35)*, welche unmittelbar vom basalen Turonkalk *(36)* der Hocheggschuppe überschoben ist. Die Zeit reichte uns nicht aus, um diese Stelle zu besuchen, doch beobachteten wir dieselbe Nummulitenkalkbank in den Weiden E vom Saschielbach unterhalb des Krinnenweges *(37)*, wo oberhalb des Weges die obersenonen Mergel der Hocheggschuppe *(31)* anstehen.

In der Unterlage dieser obersten Nummulitenkalkbank folgen nach abwärts im Saschielbach die bekannten Tonschiefer mit Sandsteinbänken [11—13]', welche hier eine recht wildflyschartige Fazies annehmen, ohne dass aber kristalline Komponenten gefunden werden konnten *(38)*. Einzelne Einlagerungen von Globigerinen-Fleckenmergel [11] bezeichnen diese hier etwa 100 m mächtige Serie noch stets als Tertiär. Und in der Tat findet man an ihrer Untergrenze im Saschielbach, etwa 40 m unterhalb der Holzbrücke, wie sich die Exkursionisten überzeugen konnten, nochmals eine Linse von dunkelm Echinodermenkalk mit kleinen Nummuliten [10], als eine Andeutung der transgressiven Basis des Alttertiärs unmittelbar dem Senon aufliegend *(39)*.

Freudenberg – Ragaz.

Von dieser Stelle stiegen wir entlang dem linken Ufer des Saschielbaches rasch ab auf einen neuen, auch auf T. A, Blatt 270 fehlenden Fahrweg, der tiefer am Hange von Ragaz durch das Tälchen des Langenboden an der W-Seite des Freudenberghügels und entlang dem steilen Waldhang von Matels in geringer Höhe über der Rheinebene nach Brendschenkenberg führt. Auf diesem Abstiege gelangt man am Wegübergang über das Saschieltobel zunächst nochmals in tertiäre Globigerinenmergel *(40)* und dann in deren oberkretazische Unterlage, ohne eine Nummulitenkalkbank zu passieren. Doch dürfte die mächtige Nummulitenkalklinse des Lärchenbucks, P. 784, in diese Tertiärzone gehören, nur auf der Höhe des Saschielbaches gegen S bereits tektonisch ausgekeilt sein. Diese tiefste Schuppe, welche wir auf unserer Begehung beobachteten, nennen wir Freudenbergschuppe. Auf dem tieferen Strässchen angelangt, gingen wir zunächst noch etwas in nördlicher Richtung auf demselben weiter bis es die Überschiebungsbasis *(41)* auch dieser Kreideserie kreuzt, was etwas S vom Tobel des Klebiloches der Fall ist, wo Turonkalk [1] der Freudenbergserie über wildem tertiärem Sandsteinflysch [16] einer nächsttieferen Serie ruht, ohne dass die Überschiebungsfläche aufgeschlossen ist. Dagegen beobachteten wir, von diesem äussersten Punkte wiederum das Fahrsträsschen gegen Ragaz zurückgehend, ein fast durchlaufend aufgeschlossenes, stratigraphisches Normalprofil der Freudenbergschuppe in aufsteigender Reihenfolge vom Turon bis ins Alttertiär. Es folgen von unten nach oben und von N nach S:

1. Seewerähnlicher Kalk des Turon [1] *(42)*.
2. Tafelige, schwarze bis dunkelgraue Mergelschiefer mit *Globotruncana linnei* und *Globotruncana stuarti*, mit Einschaltungen von einzelnen Kieselkalkbänklein, z. T. mit Phosphoritknollen. Tieferer Teil des oberen Senon [2] *(43)*.
3. Schwarze, flasrig dünngebankte, eisensandsteinähnliche Kalksandsteine und schwarze, klirrende, feinglimmrige Kalkplättchen, Wang-ähnlich [3] *(44)*.
4. Sandige Tonschiefer mit dunklem Ölquarzit *(45)*.
5. Grosse Mächtigkeit von serizitischen, grauen Mergelschiefern mit *Globotruncana stuarti*, welche an der Brücke über den Saschielbach gut aufgeschlossen sind und den Hügel der Ruine Freudenberg aufbauen. Sie sind mit den bereits mehrfach angetroffenen „sandfreien Mergelschiefern des östlichen Badtobels" identisch und man könnte diese obersenonen Schiefer

[4] des Ragazer Flysches am besten mit dem kurzen Namen „Freudenbergschiefer" bezeichnen *(46)*.

6. Am S-Abhang des Freudenberg-Hügels gehen aus diesen Schiefern gegen oben sandige Schiefer [5] *(47)* hervor, die neuerdings in wang-ähnliche Gesteine übergehen, vor allem sind mehrere, bis 10 m mächtige Einschaltungen von durchaus wang-ähnlichem Kieselkalk [6a] im Saschielbach unmittelbar über der eben erwähnten Brücke des Strässchens zu sehen *(48)*.

7. Noch höher folgen dort feinsandige Kalkplättchen, welche ganz den Wangschiefern im oberen Blattengratkomplex des Weisstannentals (Profil von Val Lavtina, II, p. 7, Schichten 4—5) entsprechen [6 b].

8. Wo das Strässchen am E-Ende der Weide des Langenbodens mit einem Gatter abgeschlossen werden kann *(49)*, ist am S-Hang des Freudenberghügels und dem gegenüberliegenden Fuss des Haupttalhanges eine Partie von hartem, dickbankigem, teilweise kalkreichem Sandstein vom Guschakopftypus [9] aufgeschlossen. Discocyclinen konnten hier noch nicht beobachtet werden, doch ist das ganze Vorkommen analog mit denjenigen der Kreide-Tertiärgrenze am Guschakopf und am Rundhöcker P. 672 in den zwei höheren Schuppen, sodass man wohl an der Basis dieser Sandsteine wiederum die Obergrenze des Senons annehmen darf.

9. Mächtige Serie *(50)* von tertiären Globigerinenmergeln [11] mit einzelnen dicken Bänken von hartem Sandstein analog 8. Es ist dies wiederum die Tertiärzone des Nummulitenkalks des Lärchenbucks; auch hier fehlt Nummulitenkalk infolge Abscherung.

10. Bei den Häusern von Weilig, an der Ausmündung des Vaduggbächleins in die Ebene, Überschiebung der nächsthöheren Kreideserie der Hocheggschuppe *(51)*.

Steinbrüche von Loch südlich Ragaz.

Von dieser Stelle begaben wir uns im Eilmarsch quer durch das Dorf Ragaz zu den bekannten grossen Steinbrüchen bei Loch, etwa 1 km SE des Ortes, wo seit altersher Nummulitenkalke gebrochen werden, welche als sog. Ragazer Marmor früher sehr geschätzt waren. Prächtige Säulen dieses Gesteins findet man z. B. in der Klosterkirche von Pirminsberg-Pfäfers. Die verbleibende Zeit reichte gerade aus zu einem Studium der Stratigraphie der Nummulitenkalkbänke in den beiden Steinbrüchen. Kurz vor Mittag fand man sich am Bahnhof Ragaz ein, von wo die meisten Exkursionsteilnehmer mit dem Mittagszuge zur Eröffnungssitzung der S.N.G. nach Chur fuhren.

Eine Begehung des Profilstückes zwischen Ragaz und den Steinbrüchen, entlang der Fahrstrasse nach Pfäfers-Dorf, musste wegen Zeitmangel unterbleiben. Zur Vervollständigung des ganzen Profiles entlang dem Rheintalhang, das das Programm dieses Vormittages bildete, sei hier ergänzt, was in diesem Profilstücke sichtbar ist. Zunächst ergibt sich, dass die „Mergelschiefer des östlichen Badtobels" [4] vom Ausgang der Taminaschlucht gegen SW Kieselkalkbänke*(52)*, hier vor allem sehr dichte, schwarze, kieselige Kalke mit Radiolarien, und auch grössere Glimmersandsteinmassen aufnehmen [5—6], ähnlich dem am Vortage in der Taminaschlucht beobachteten Übergang dieses Komplexes gegen oben und entsprechend der Formation beim Tristeli auf St. Margretenberg und dem Komplex 7 am Freudenbergsträsschen. Es folgen ohne markante Zwischenlage schliesslich Fleckenmergel und -kalke mit Globigerinen [11] *(53)*.

Mit den mittelsenonen Tafelschiefern [2], welche bis an die Seilbahn Ragaz–Wartenstein herunterkommen *(55)* und einer Lage *(54)* von Turonkalk [1], welche über der obersten Kehre der Strasse Ragaz–Wartenstein sichtbar ist, beginnen über der Schuppe der äusseren Taminaschlucht neue, höhere Kreideserien. Derselbe Turonkalk ist als oberer Abschluss der E-Wand der äusseren

Taminaschlucht am Wege Valurgut–Bovelgut von OBERHOLZER (Karte, **13**) bereits verzeichnet worden.

Die neue Kreideserie der Valurschuppe trägt auf ihrem Rücken den ganzen Komplex tektonisch repetierter mächtiger Nummulitenkalkbänke [14], welche die Region von Pfäfers-Dorf und Wartenstein bis hinunter zum Talboden bei Loch und Fluppe aufbauen (**8**, p. 441/42, Fig. 80). Von oben nach unten lagern hier die folgenden fünf mächtigen Nummulitenkalkbänke übereinander:

5. Riff der St. Georgenkapelle *(60)*
4. „ von Wartenstein (Ruine und Hotel) *(59)*
3. „ „ Fluppe *(58)*
2. „ des oestlichen Steinbruches von Loch *(57)*
1. „ „ westlichen Steinbruches von Loch *(56)*

Von diesen Nummulitenkalkbänken keilen die unteren drei gegen SW und oben tektonisch spitz in Schiefern aus, nur die zwei oberen steigen kontinuierlich vom Talboden zur Höhe der Terrasse von Wartenstein–Pfäfers auf.

Im Dach von jeder dieser Nummulitenkalkbänke findet man jeweilen einen sehr globigerinenreichen, hellen Mergelschiefer [15], in ihrer unmittelbaren Unterlage jeweilen den in der Taminaschlucht und anderswo bereits mehrfach angetroffenen schwarzen ebenflächigen Tonschiefer [13], gegen unten übergehend in globigerinenreiche Fleckenmergel und -kalke [11]. Es handelt sich also, wie der Berichterstatter bereits in seiner vorläufigen Mitteilung (**11**) gezeigt hat, um eine tektonische Aufeinanderstapelung von Schuppen stets derselben Serie: Fleckenmergel–schwarze Schiefer–Nummulitenkalkbank–Globigerinenmergel. Ausser durch die stetige analoge Repetition dieser Gesteine wird die tektonische, nicht stratigraphische Wiederholung auch gestützt durch die Beobachtung, dass innerhalb jeder Nummulitenkalkbank stets dieselben stratigraphischen, durch die Nummulitenfaunen zu unterscheidenden Horizonte aufeinanderfolgen.

ARN. HEIM (**1**, p. 70—73), danach OBERHOZER (**8**, p. 441—442) haben das Profil der beiden untersten, in Steinbrüchen ausgebeuteten Bänke bereits beschrieben und ich habe in meiner vorläufigen Mitteilung (**11**) ebenfalls Angaben über deren Fauna gemacht, an denen ich noch einige nomenklatorische Korrekturen anbringen muss.

Im westlichen, von der Exkursion zuerst besuchten Steinbruch *(56)*, der heute nicht mehr in Betrieb ist, besteht die Hauptmasse des Kalkes aus einem lithothamnienreichen Gestein und enthält von der Basis an *Assilina granulosa* und im mittleren Teil *Nummulites kaufmanni* MAYER-EYMAR. Im oberen Teil ist *N. formosus* DE LA HARPE nicht selten. Die haematitisch infiltrierte, alleroberste Partie enthält reichlich *N. distans* auctorum (*N. complanatus* var. *minor* von ARN. HEIM, **1**; Dichte der Aufwindung zwischen *N. distans* Typus DESHAYES und *N. polygyratus* DESHAYES liegend), *N. laevigatus* var. *laxispira* DE LA HARPE (*N. britannicus* HANTKEN und MADARÀSZ) und *Assilina spira*.

Das etwa 30 m mächtige Nummulitenriff des östlichen, noch im Betrieb befindlichen Steinbruches *(57)* an der Bergecke bei Loch enthält in seiner Hauptmasse seltener Lithothamnien, mehr einen dunkelblaugrauen, echinodermenspätigen Kalk mit kleinen Nummuliten und *Ass. granulosa* und sehr selten *N. pratti* D'ARCHIAC und *N. kaufmanni*. In den obersten Metern findet man dieselben Horizonte wie beim westlichen Steinbruch, vor allem ist der rotgefärbte Distanshorizont der obersten 2 m, wie sich die Exkursionisten

überzeugen konnten, sehr schön entwickelt. Die Oberfläche des Kalkriffes zeigt eine eisenschüssig-kieselig-glaukonitische Kruste, die auch in Spalten der obersten Meter infiltriert ist. Ohne Ausbildung einer eigentlichen „oberen Grünsandbank" folgt auf der Kalkoberfläche unmittelbar äusserst globigerinenreicher Mergelschiefer [15], wie dies im westlichen Steinbruch sehr schön aufgeschlossen ist *(61)*.

Vergleich der Nummulitenkalke von Ragaz mit denjenigen von Einsiedeln.

(Vgl. Taf. XII, Fazieskolonnen II und Ib.)

Im Ganzen sehen wir eine auffallende Übereinstimmung mit der stratigraphischen Zusammensetzung der Hauptmasse des grauen Nummulitenkalks [14] der Einsiedler Nummulitenkalkbänke (**11**, p. 3, Schichten 7—8); jedoch fehlen sehr wahrscheinlich, abgesehen von dem an der Basis einiger Riffe der Einsiedler Gegend entwickelten Thanétien [8'] („Unterer Grünsand" und Lithothamnienkalk, l. c., Schichten 1—2), in den hier betrachteten Riffen von Ragaz auch bereits die Aequivalente der Basisschichten [10'] des Yprésien, welche in den Einsiedler Riffen im „mittleren Grünsand" und den roten Murchisoni- und Granulosaschichten (l. c., Schichten 3—5) vertreten sind. Der Rest des Yprésien ist vorhanden und geht in den obersten Metern in das basale Lutétien [17] ohne scharfe Grenze über. Die Obergrenze des Nummulitenkalks ist bei Ragaz ähnlich ausgebildet wie bei manchen Bänken von Einsiedeln (Hagelfluh bei Eutal z. B., Lit. **10**, p. 48 und Taf. I, Prof. 3), wo der „Obere Grünsand" [18] (Unteres Lutétien, Steinbachfossilschicht, Lit. **10**, Taf. I, Prof. 2, Schichten 24—26; Lit. **11**, p. 3, Schicht 9) fehlt und die Globigerinenmergel [15] unmittelbar dem Nummulitenkalk aufliegen; auch in den Nummulitenkalkbänken der Blattengratschichten (**11**, p. 5) findet man häufig diesen Typus der Obergrenze (vgl. Taf. XII, Fazieskolonne Ib, ganz links).

Wichtiger aber ist folgender Unterschied in der Stratigraphie der Unterlage der Nummulitenkalkbänke zwischen dem Ragazer Typus und dem Typus von Einsiedeln und der Blattengratschichten. In den beiden besuchten Steinbrüchen ist die Untergrenze der Nummulitenkalkbank gegen die schwarzen Schiefer *(62)* sehr gut aufgeschlossen, sie ist scharf, dies aber mehr infolge mechanischer Verschiebung der starren Kalkmasse auf dem Schiefer. Denn es fehlen alle Anzeichen transgressiver Auflagerung des Nummulitenkalks auf die Schiefer, welche an der Untergrenze der mit mittlerem Grünsand auf Amdenermergel oder Wangschichten transgredierenden Einsiedler Nummulitenkalke so deutlich sind. Die Schiefer, welche die Nummulitenkalkriffe des Schuppenpaketes von Wartenstein-Pfäfers jeweilen unterlagern, gehören denn auch noch nicht der Oberkreide, sondern denjenigen basalen Teilen des Tertiärs an, welche hier, wie wir soeben feststellten, auch den Nummulitenfaunen nach und im Gegensatz zu der Fazies von Einsiedeln noch nicht in Nummulitenkalkfazies vertreten sind. Dass dem so ist, geht ausserdem aus drei Beobachtungen hervor:

1. enthalten die schwarzen, ebenflächigen Tonschiefer [13] selbst allerdings selten Mikrofossilien und darunter jedenfalls keine Globotruncanen, aber nach der Tiefe zu gehen sie durch Wechsellagerung über in Fleckenmergel und -kalke [11], welche ebenfalls noch ausschliesslich Globigerinen enthalten, wovon sich die Exkursionisten an einem Aufschluss zwischen dem ersten und dem zweiten Steinbruch überzeugen konnten *(63)*. Die Fleckenkalke sind den seewer-

ähnlichen Kalken des Turon [1] lithologisch sehr ähnlich, aber mikropalaeontologisch nicht zu verwechseln.

2. kann man an dem Nummulitenkalkriff Nr. 4 von Wartenstein beobachten, wie sich der unterste Teil des mächtigen massiven Nummulitenkalkes allmählich in mehrere dünne Bänklein von dunklem echinodermenbrecciösem Kalk mit kleinen Nummuliten zersplittert, welche stratigraphisch von dünnen Schichten der schwarzen Schiefer durchschossen sind *(64)*. Diese Wechsellagerung nimmt zunächst eine Mächtigkeit von 7 m in der Unterlage des massiven Riffes ein. Es ergibt sich hier mit Sicherheit, dass die Nummulitenkalke von Ragaz ihrer Basis nicht transgressiv aufruhen, sondern durch einen mehr oder weniger plötzlichen Fazieswechsel daraus hervorgehen.

3. treten an manchen Stellen auch noch tiefer unter der Basis der mächtigen Nummulitenkalkbänke, welche wir deshalb hier „Hauptnummulitenkalkbank" [14] nennen müssen, im Komplex der Fleckenmergel und -kalke stratigraphische Einlagerungen dünner Bänklein von echinodermenbrecciösem Kalk [10] mit kleinen Nummuliten und Assilinen auf. Eine Linse eines solchen Kalkes haben die Exkursionsteilnehmer an der oben beschriebenen Stelle *(39)* im Saschielbach kennen gelernt, wo sie auf Senon und dicht über einem Turonkalkvorkommen liegt. Im Niveau dieser tiefsten Bänklein liegt vermutlich erst die Basis des Tertiärs und zwar ist es eher wahrscheinlich, dass die Serie auch hier noch nicht komplett sei, sondern dass es sich noch stets um eine Transgression des Paläogens handle, nur liegt die Transgressionsfläche hier nicht an der Basis der Hauptnummulitenkalkbank, sondern bereits viel tiefer.

Es ist aber deutlich, dass diese Ausbildung der Oberkreide-Tertiärgrenze mit ihrer beträchtlichen Mächtigkeit tertiärer Schiefer an der Basis des Yprésienkalkes schon beträchtlich mehr gegen den Typus einer durchgehend flyschartigen Série compréhensive von Oberkreide bis Tertiär fortgeschritten ist, als der Faziestypus von Einsiedeln oder der damit übereinstimmende der Blattengratschichten. Immerhin ist der Faziestypus der Schuppen von Wartenstein–Pfäfers mit mächtiger Hauptnummulitenkalkbank im ganzen Komplex des Ragazer Flysches der den Blattengratschichten noch am nächsten stehende.

Überhaupt werden die Exkursionsteilnehmer den Eindruck erhalten haben, dass innerhalb des Komplexes des Ragazer Flyschs noch recht verschiedene Faziestypen zu unterscheiden sind. Versuchen wir zum Schluss, aus den Beobachtungen der Exkursionstage uns ein Bild zu machen von der ursprünglichen Faziesabfolge durch den ganzen Komplex des Ragazer Flyschs hindurch, so gelangen wir etwa zu folgenden Vorstellungen, welche ich im oberen Teil der Tafel XII auch graphisch darzustellen versucht habe.

Um die Entwicklung der Fazies innerhalb des Ragazer Flysches in den Rahmen der Gesamtentwicklung des südhelvetischen Tertiärs hineinzustellen, wurde auf der rechten Seite dieser Darstellung die Faziesentwicklung von Oberkreide und Tertiär auf dem Rücken der helvetischen Hauptdecke im Zusammenhang wiedergegeben; und zwar beginnt das abgewickelte Faziesquerprofil zu äusserst rechts, NW, mit der Zone der bekannten, auf Seewerkalk transgredierenden Grünsande mit *Assilina exponens* des mittleren Helvetikums, wodurch der Anschluss an das von Boussac gegebene Schema der tertiären Faziesentwicklung im mittleren und nördlichen helvetischen Ablagerungsraume gegeben ist. Dem in dieser ersten Kolonne dargestellten Faziesstreifen entstammt auch der unter den Schlitten der helvetischen Hauptdecke geratene Blattengratkomplex, so dass dieses Schema auch für die Faziesentwicklung innerhalb des letzteren Komplexes gilt. Gegen links hin wurde die weitere Entwicklung der Fazies in südöstlicher

Richtung nicht mehr in einem zusammenhängenden Schema, sondern nur noch in einzelnen Typen und in getrennten Kolonnen dargestellt, da hier die Übergänge noch nicht genügend im Detail bekannt sind. Auch ist es schwieriger, die Entwicklung hier in einem einzigen Faziesquerprofil NW-SE darzustellen, da sich mehr und mehr auch eine west-östliche Komponente in der Veränderung der Fazies bemerkbar macht.

Zusammenfassung.

A. Fazieszusammenhänge im eingewickelten Glarner Flysch.

Nach den Beobachtungen des vergangenen Herbstes enthält der Komplex der Blattengratschichten von Sernf- und Weisstannental die ganze Breite der Tertiärentwicklung von den Grünsanden mit *N. gallensis* im N zu den südlichsten Typen der Einsiedler Nummulitenkalke; d. h. es ist darin das ganze Faziesquerprofil des Paläogens vorhanden, welches wir von der Stirne der Säntis-Decke am Aubrig bis zum südlichen Rücken der Drusberg-Teildecke im oberen Sihltal auf dem Rücken der helvetischen Hauptdecke beobachten können. Der Blattengratkomplex (Fazieszone I) ist deshalb, wie wir bereits in Lit. **11** vermuteten, nicht eingewickeltes Ultrahelvetikum, sondern ein Teil der oberkretazisch-tertiären Hülle aus dem Rückengebiet der helvetischen Hauptdecke, der von dieser Decke selbst überfahren wurde. Seine tektonisch tiefsten, faziell nördlichsten Schuppen gehören noch dem S-Rande der mit Ia bezeichneten Fazieszone an, in welcher Kalke [17] mit *N. gallensis* Arn. Heim, das basale Lutétien darstellend, zunächst noch unmittelbar auf die Amdenerschichten transgredieren. Auf dem Rücken der helvetischen Hauptdecke verläuft diese Fazieszone vom Aubrig nach dem südlichen Teil des Säntis.

Unter der Transgressionsfläche des basalen Lutétien stellt sich aber gegen S hin allmählich der Yprésienkalk [14′—10′] der Einsiedler Nummulitenkalkriffe ein. Zunächst sind Yprésienkalk und Gallensiskalk noch durch die, eine Aufarbeitung bezeichnende haematitische „Erzschicht von Lowerz" getrennt, welche sich aber gegen S hin allmählich verliert, so dass man auf kontinuierliche Ablagerung vom Yprésien ins basale Lutétien schliessen muss, das nun nur mehr durch eine geringmächtige Zone am Oberrande der mächtigen Yprésienkalkriffe repräsentiert wird. Dies ist die Ausbildung der Zone Ib der einfachen Einsiedler Nummulitenkalkbänke, die entweder unmittelbar auf Amdener- oder Wangschichten oder lokal über geringmächtige Erosionsreste von palaeocaenem Lithothamnienkalk- und Grünsand transgredieren, der seinerseits transgressiv auf Oberkreide ruht. Diese Entwicklung ist auf dem Rücken der helvetischen Hauptdecke und im Blattengratkomplex bis in die Einzelheiten analog.

Im Rücken der Säntis-Decke liegt unmittelbar S der im Bereiche der Hohkastenfalte verlaufenden Fazieszone der normalen, auf Oberkreide transgredierenden Nummulitenkalkriffe vom Einsiedlertyp eine weitere Fazieszone, in welcher sich unter einer Hauptnummulitenkalkbank bereits beträchtliche Massen Fleckenmergel mit einzelnen tieferen Nummulitenkalkbänklein einstellen, von denen erst das tiefste auf die Oberkreide transgrediert (**11**, p. 13—16). Dieser Fazieszone mit mehreren Nummulitenkalkbänken, welche den Churfirstenrücken einnimmt, ist offenbar die soeben geschilderte Fazies der Schuppen von Wartenstein–Pfäfers (Fazieszone II) völlig analog. Wie oben gesagt, dürfen wir sie deshalb ebenfalls unmittelbar S an die normale Einsiedlerfazies des eingewickelten Flyschs, d. h. den Blattengratkomplex anschliessen.

Die Entwicklung setzt sich in einer III. Fazieszone dadurch weiter fort, dass die schwarzen ebenflächigen Schiefer [13] und der Komplex der Fleckenmergel [11] in der Unterlage der Hauptnummulitenkalkbank [14] „verwildern", d. h. Sandsteinbänke, Quarzite, Konglomeratbänke und einzelne Blöcke von Kristallin [12] aufnehmen *(z. B. 9—10, 39)*. Die Grenzziehung gegen die ebenfalls mehr und mehr flyschartig gewordenen Wangaequivalente [4—5], welche mit der Zunahme des terrigenen Materials auch die charakterisierenden Globotruncanen verlieren, und dem Komplex des aus den schwarzen, ebenflächigen Schiefern hervorgegangenen „Wildflysches" wird immer prekärer. Schliesslich verschwindet auch die Hauptnummulitenkalkbank [14], welche sich auch in dieser Fazieszone über dem „Wildflysch" z. B. bei Furggels und Oberpardiel in Form der hellen Lithothamnienkalke mit kleinen Nummuliten zunächst noch vorfindet, endgültig, indem sie sich völlig in eine Anzahl dünner echinodermenbrecciöser Bänklein auflöst, wie dies der Berichterstatter noch im vergangenen Herbst im Weisstannental näher studieren konnte.

Noch mehr gegen den Typus der Série compréhensive hin entwickelt erscheint die Schichtreihe derjenigen Schuppen, welche die Guschakopfsandsteine [9] enthalten, die Schichtreihe der Guschakopf-, Hochegg- und Freudenbergschuppe N der Tamina (Fazieszone IV). Die kalkreichsten Sandkalke des Guschakopfsandsteins [8], mit Lithothamnien und Echinodermentrümmern, scheinen mir den dunklen Echinodermenkalken, welche die tiefsten Einschaltungen im Fleckenmergelkomplex [11] bilden, lithologisch noch ziemlich verwandt. Das Alttertiär dürfte hier bis zu seiner Basis, d. h. bis ins Palaeocaen hinab, komplett sein. Da die oberste Kreide inzwischen sich zu einem sehr flyschartigen, sandstein- und kieselkalkreichen Komplex entwickelt hat, wird der Fazieswechsel an der Oberkreide-Tertiärgrenze in dieser Fazieszone bereits ziemlich unscharf, einzig die plötzliche Einstreuung von grobem Sand und die Geröllführung in den Sardonaquarziten und Guschakopfsandsteinen unterstreicht noch die Tertiärgrenze.

Auf diese Weise gelangen wir zuletzt zu der extremen Ausbildung der Wildflyschserie ohne Nummulitenkalkbänke (Fazieszone V), wie sie zumeist die obersten Partien des ganzen Gebäudes des Glarner Flysches bildet und unmittelbar die Verrukanodecke unterlagert. Während der Exkursion, die sich hauptsächlich im mittleren Stockwerk des Glarner Flysches bewegte, haben wir diese extreme Ausbildung, welche erst die oberen Wände der Grauen Hörner und der Sardona in grosser Mächtigkeit und Ausdehnung aufbaut, nicht zu Gesicht bekommen.

Hier geht unmittelbar aus dem seewerartigen Turonkalk (z. B. in dem typischen Profil der Alp Falzüber bei Elm, **3**, p. 39/41; **8**, p. 450; oder in der Gegend Viltersersee–Laufböden, **8**, p. 451) durch kurzen Übergang nach oben eine bereits völlig klastische Serie von schwarzen Tonschiefern mit ebensoviel Bänklein von schokoldebraun anwitterndem Kalksandstein und einzelnen dichten Fukoidenkalkbänken hervor, deren Alter bisher durch keine Foraminiferen mehr bewiesen werden konnte [2—6]'.

In einer gewissen Höhe über dem Turon treten nun die ersten groben Konglomeratbänke mit Kristallinmaterial darin auf, noch abwechselnd mit schwarzem Tonschiefer und den braunen Sandsteinbänken, dann erfolgt rascher Übergang in den weissen „Sardonaquarzit" [7] (**8**, p. 437), welcher, in massive Bänke von ½—1 m abgesondert, oft ganz beträchtliche Mächtigkeit annimmt. Gegen oben folgt nun erst die eigentliche Hauptmasse des knorrigen, schwarzen, dem helvetischen Aalénien ähnlichen Wildflyschschiefers [16], wie ihn Oberholzer, **8**, pag. 429/30 geschildert hat, mit weiteren Einlagerungen

von Kristallinkonglomeraten, düstere Wände von vielen Hundert m Mächtigkeit bildend. Ob die darin immer wieder sich zeigenden mächtigen Komplexe von Sardonaquarzit alle derselben, durch Faltung repetierten basalen Bank angehören, muss noch studiert werden.

Jedenfalls ist es deutlich, dass die grobklastischen Einstreuungen und die tiefste, mächtige Quarzitbank stets in einiger Höhe über dem Turon sich einstellen. Da nun sardonaquarzit-ähnliches Gestein im Ragazer Flysch erstmals in der unmittelbaren Basis der Guschakopfsandkalke mit Discocyclinen auftritt *(z. B. 33)* und die ersten, tiefsten wildflyschartigen Partien mit Kristallinkonglomeraten und Blöcken ebenfalls in der Unterlage der Hauptnummulitenbank, im ältesten Paläogen vorkommen *(z. B. 10)*, so ist es wahrscheinlich, dass die tiefsten Sardonaquarzit- und Konglomeratbänke der extremen „Wildflyschserie" ungefähr an der Grenze Oberkreide-Tertiär gelegen sind. Die darunter folgende, schwarz und braune, in nicht tektonisiertem Zustande noch ziemlich ruhig und regelmässig gelagerte Schiefer-Kalksandsteinserie bis hinunter zum Turonkalk dürfte völlig flyschartig gewordenes Senon, vor allem Aequivalente der Wangschichten darstellen.

An dieser Stelle können wir auch darauf hinweisen, dass das sog. exotische Kristallinmaterial im Wildflysch der Glarneralpen, nach **8**, p. 439 und soweit ich selbst gesehen habe, ausschliesslich aus ziemlich banalen und ihrer Kristallinfazies nach darum schwierig genauer heimzuweisenden hellen glimmerreichen Gneisen, Granitgneisen und vor allem Aplitgneisen, auch Glimmerschiefern, besteht. Oberholzer macht drauf aufmerksam, dass Habkerngranite hier, wie in der Wildhausermulde fehlen. Dies ist richtig, aber wir müssen darauf aufmerksam machen, dass andere bunte grüne und rote Granite ohne Gneistextur, wie sie in der Nagelfluh so häufig sind, im Wildflysch der Wildhausermulde häufig gefunden werden, so gut wie im Wildflysch der Zone interne und externe der Westschweiz. Umso auffallender fehlen alle solchen Gesteine dem eingewickelten Wildflysch der Glarneralpen; ausser den autigenen Ölquarzit-, Quarzit- und Kieselkalkblöcken findet man auch keine „exotischen" sedimentären Blöcke von Bedeutung, mit Ausnahme der Dolomitkomponenten der Kristallinkonglomerate.

Dieser Unterschied in der Zusammensetzung des eingewickelten Glarner Wildflysches und desjenigen Wildflyschs, der im Rücken der helvetischen Decken und im Randflysch der E- und Zentralschweiz, sowie im Randflysch und der Sattelzone der westschweizerischen Alpen gefunden wird, kann nicht zufällig sein. Es handelt sich denn auch, wie ich in einer ausführlicheren Studie zu zeigen hoffe, um sehr Verschiedenes. Der Wildflysch der Glarneralpen besteht aus orogen beeinflussten Ablagerungen der obersten Kreide und des ältesten Tertiärs, und enthält noch kein sicher nachweisbares Geröllmaterial aus dem südhelvetischen Mesozoikum und den Préalpes. Dagegen sind Komponenten vor allem der ersteren Herkunft im Wildflysch der zweitgenannten Verbreitungsgebiete neben den bunten Graniten, Porphyren etc. reichlich vorhanden. Dieser enthält öfters auch Lutétiennummuliten, welche aber an vielen Stellen nachweisbar mit den übrigen sedimentären Blöcken bereits aufgearbeitet sind, während eine priabone Fauna das wahre Alter anzeigt. Nach der Ansicht des Berichterstatters sind der eingewickelte Glarner Wildflysch und der Wildflysch vor allem der westschweizerischen Vorkommnisse in erster Linie verschiedenen Alters und verschiedener tektonischer Herkunft. Der Glarner Wildflysch entstammt einer sehr südlichen Fazieszone, die dem nordpenninischen Flyschtrog unmittelbar benachbart gewesen sein mag. Die Ähnlichkeit gewisser Gesteine des Ragazer Flysches mit dem Prätigauflysch jenseits des Rheintales ist oft frappant.

Der Wildflysch der Zentral- und Westschweiz dagegen entstammt einem auf das ostschweizerische Faziesquerprofil der NE-Schweiz bezogen viel nördlicheren Streifen des helvetischen Ablagerungsraumes. Er setzt dort bereits in dem Streifen unmittelbar S der schmalen Zone mit transgredierendem Lutétien (südlicher Wildhornrücken) ein, in einem Gebiet, das in der E-Schweiz durch den breiten Faziesstreifen der Gallensisgrünsande, Einsiedler Nummulitenkalke etc. (Faziszone I) eingenommen wird. Die normale Entwicklung dieses Faziesstreifens ist in den westschweizerischen Alpen durch vor-oberlutetische und vor allem vor- und interpriabone Bewegungen und Erosionen unterdrückt worden, wodurch selbst das südhelvetische Mesozoikum bis auf dem Dogger hinunter erodiert wurde und Material in diesen jüngeren priabonen Wildflysch geliefert hat. Die oberkretazische Abtragung vor der Wangtransgression hatte von der Zentralschweiz gegen SW hin der nachträglichen tertiären Erosion auf der südhelvetischen Schwelle beträchtlich vorgearbeitet; wir sehen die Wangschichten in der Sattelzone bereits auf den Malm übergreifen.

Malm, Urgon, Wangschichten und vor allem Turonkalk südhelvetischer Herkunft bilden deshalb die übergrosse Mehrzahl der feinen und groben Komponenten dieser Art Wildflysch. Nachdem Huber (Die Sattelzone von Adelboden, Mitt. bern. natf. Ges., 1933, p. 77/78) Konglomerate von buntem Granit und Sandkalk mit Aptychen im Malm der Sattelzone (Schattwaldschichten Beck's) gefunden hat, so stammen offenbar auch die früher als Falknismalm bezeichneten Gesteine aus dem S-Helvetikum und es eröffnet sich die Möglichkeit, dass auch ein Teil der fremden Kristallinblöcke aus solchem älteren Konglomerat umgelagert ist. Von all diesem Material findet man im Glarner Wildflysch nichts, es herrschte dort im allersüdlichsten Helvetikum fortdauernde Sedimentation von Kreide ins älteste Tertiär, im grossen Gegensatz zu den Abtragungserscheinungen der südhelvetischen Schwelle in der Westschweiz. Die Intensität der südhelvetischen Aufrichtung und der frühe Beginn derselben in der SW-Schweiz hängt wohl mit einer primär geringeren Breite der helvetischen Zone zusammen; gegen NE verliert sich diese vor-oberkretazische Schwelle allmählich und damit auch die spezielle orogene Sedimentation, welche mit ihr zusammenhängt.

Von der Obergrenze der Kreide bis zur Priabonzeit hat sich auch der Alpenbau im Hinterlande der helvetischen Zone sehr beträchtlich weiterentwickelt und nordwärts verschoben, sodass in diesen nördlicheren und jüngeren Wildflyschtrog der Zentral- und West-Schweiz daraus bereits ganz anderes Kristallinmaterial geliefert werden konnte als in den älteren Glarner Wildflysch.

Trotz dieser Weiterentwicklung scheint aber eigentliches prealpines, sedimentäres Material im Wildflysch der Westschweiz noch eine ganz geringe Rolle zu spielen.

B. Tektonik des Ragazer Flyschs.

Mit dieser natürlich erscheinenden Hintereinanderfolge und Abwandlung der Fazies stimmt nun deren Aufeinanderfolge in dem Gebäude isoklinaler, dachziegeliger Schuppen des Ragazer Flysches durchaus nicht überein. Man sollte a priori annehmen, die oben wahrscheinlich gemachten Fazieszonen hintereinander von NW nach SE zu durchlaufen, wenn man die im Profil Taf. XII dargestellten Schuppen von NW nach SE hintereinander reiht. Dies ist aber nicht der Fall, die Fazieszonen erscheinen durcheinander verstellt und überholen sich, und wir müssen daraus schliessen, dass es sich beim Bau des Ragazer Flysches nicht um ein einfaches Haufwerk isoklinaler, von S nach N übereinander geschobener

Schuppen handeln kann, sondern dass noch weitere Komplikationen im Spiele sein müssen.

Trotz des allgemeinen, isoklinalen Einfallens der Schichten in der ganzen Zone des Ragazer Flysches sehen wir z. B. die zuletzt beschriebenen Wildflyschserien der Fazies V in den topographisch höchsten Partien unter der Verrukanodecke der Grauen Hörner in S-fallenden Schuppen angehäuft und dann in dem hier nicht näher betrachteten Gebiet N der Krinnenklippe bei Vilters und Wangs bis ins Tal hinunter steigen, trotzdem die Schichtstellung immer noch SE-fallend bleibt. Die Fazies III, in welcher die Hauptnummulitenkalkbank noch anwesend ist und nur die darunterliegenden Schiefer bereits verwildert sind und Exotika enthalten, ist in der Gegend von Oberpardiel und Muttberg verbreitet und steigt in der Gegend der Holzbrücke des Saschielbaches in einem Keil ziemlich tief am Rheintalhang herunter; auf der S-Seite der Tamina fanden wir die durchaus analoge Ausbildung in den Schuppen der Nummulitenriffe von Furggels. Der Flysch dieser Fazies III breitet sich offenbar im grossen Ganzen in einem besonderen Stockwerk, tektonisch und topographisch unterhalb des „Wildflyschs" extremster Fazies aus, und dies trotz der allgemeinen SE-Neigung aller Detailstrukturen. Endlich ist der Flyschtypus mit Guschakopfsandstein und derjenige der Nummulitenkalkschuppen von Wartenstein–Pfäfers auf die tieferen topographischen und tektonischen Niveaux am E-Hange des Rheintals beschränkt. Aus diesen Beobachtungen müssen wir hinsichtlich der Geometrie und der Entstehungsgeschichte der ganzen Flyschtektonik ableiten:

1. dass eine ursprünglichste tektonische Anlage in Form von Grosschuppen bedeutender Ausdehnung vorgelegen habe, welche in einer noch nicht genau festzulegenden Richtung, zwischen S-N und E-W, übereinandergeschoben sind und deren Reposition in die ursprüngliche Lage eine normale Hintereinanderschaltung der Faziesstreifen in der Art der eben festgestellten wahrscheinlichsten Verwandtschaft der verschiedenen Fazieszonen ergeben würde. In diesem Grossschuppenbau liegt es begründet, dass die tektonische Übereinteilung in „Blattengratschichten" unten und „Wildflyschdecke" oben in der Gegend von Glarus bis ins Weisstannental einigermassen durchgeführt werden konnte. Diese Grossschuppen lagen offenbar in Bezug auf die basale Hauptüberschiebungsfläche des eingewickelten Flysches in einer derartigen dachziegeligen Stellung über- und hintereinander, dass sie gegen SE eine nach der anderen an dieser basalen Fläche abstossen. So ist es erklärlich, dass die nördlichste und tiefste derselben, die Blattengratserie, wie die Profile Oberholzers zeigen, gegen SE bald auskeilt, wonach die Zone mittlerer Fazies (Typus Schuppen von Wartenstein–Pfäfers bis Guschakopfschuppe) an die Basis des überschobenen Flysches gelangt, während in der südlichsten Zone, in den Synklinalen zwischen den parautochthonen Falten und Decken die extreme Wildflyschausbildung unmittelbar mit dem autochthonen Flysch in Kontakt steht.

2. Die Grosschuppen der ersten Phase sind in sich in SE-einfallenden Detailschuppen, aber auch miteinander verschuppt worden. Die Oberholzer'schen Profile zeigen die intensive Verfaltung von Blattengratserie und Wildflysch im Weisstannental und im Krauchtal, im E handelt es sich mehr um eine allgemeine gemeinschaftliche Verschuppung der Grosschuppen. Die SE-fallenden Detailschuppungsflächen durchsetzen das ganze Gebäude wie eine Art „Grossclivage".

3. Oberholzer hat gezeigt, wie auch der autochthone Flysch mit dem überliegenden überschobenen Flysch intensiv verfaltet ist. In der Gegend von Ragaz handelt es sich auch bereits mehr um eine intensive gemeinschaftliche Verschuppung. Die aus dem autochthonen Flysch aufsteigenden spitzen Keile und die sie

verlängernden Scherflächen durchteilen die Flyschmasse fast durchgehend in einzelne Blöcke. So bedeutet die von der Exkursion beobachtete Einspitzung von Altdorfer Sandstein in der Taminaschlucht, die ins Zanuztobel aufsteigt, eine tiefe Trennung des hangenden Flysches, welche die Struktur desselben auf seiner ganzen Mächtigkeit beeinflusst; ebenso die antiklinale Einschuppung des Altdorfer-Dachschieferkomplexes von Ragol. Das Streichen dieser Schuppungsflächen dritter Generation weicht von denjenigen des Innenbaues des eingewickelten Flysches stark ab. Der ganze Innenbau der hangenden Flyschmasse erscheint infolge der Aufschiebung an diesen jüngsten Schuppungsflächen nochmals mehrfach repetiert.

Durch diese letztmalige Segmentierung des ganzen Baues kommt es, dass im Querprofil von Ragaz auf eine erste vorwiegend alttertiäre und quasi synklinale Zone unterhalb der Krinnenklippe eine vorwiegend aus Kreide aufgebaute und quasi antiklinale Zone am Ausgange der Taminaschlucht folgt, als deren Kern im Untergrunde die autochthonen Keile an der N-Seite des Domes von Pfäfers-Bad fungieren. Es folgt dann gegen S die weitere vorwiegend alttertiäre Zone der Schuppen von Wartenstein-Pfäfers und darüber in der Umhüllung der Schuppe von Ragol die viele Oberkreide der Talstufe Pfäfers–St. Margretenberg.

Mit dieser spätesten Durchschuppung grossen Stils steht es in Zusammenhang, dass man in den Detailschuppen zwischen Krinnenklippe und Ragaz, N von der Tamina, von NW nach SE gehend, die Faziesentwicklung von der Zone II zur Zone IV ein erstes Mal durchläuft, und dass dann S der Tamina die Entwicklung nochmals mit Schuppen der Fazies II beginnt (Schuppen Wartenstein–Pfäfers), welche auf die Schuppen mit Fazies IV (Guschakopf) an der vom autochthonen Keil des Zanuztobels ausgehenden Scherfläche aufgeschoben sind.

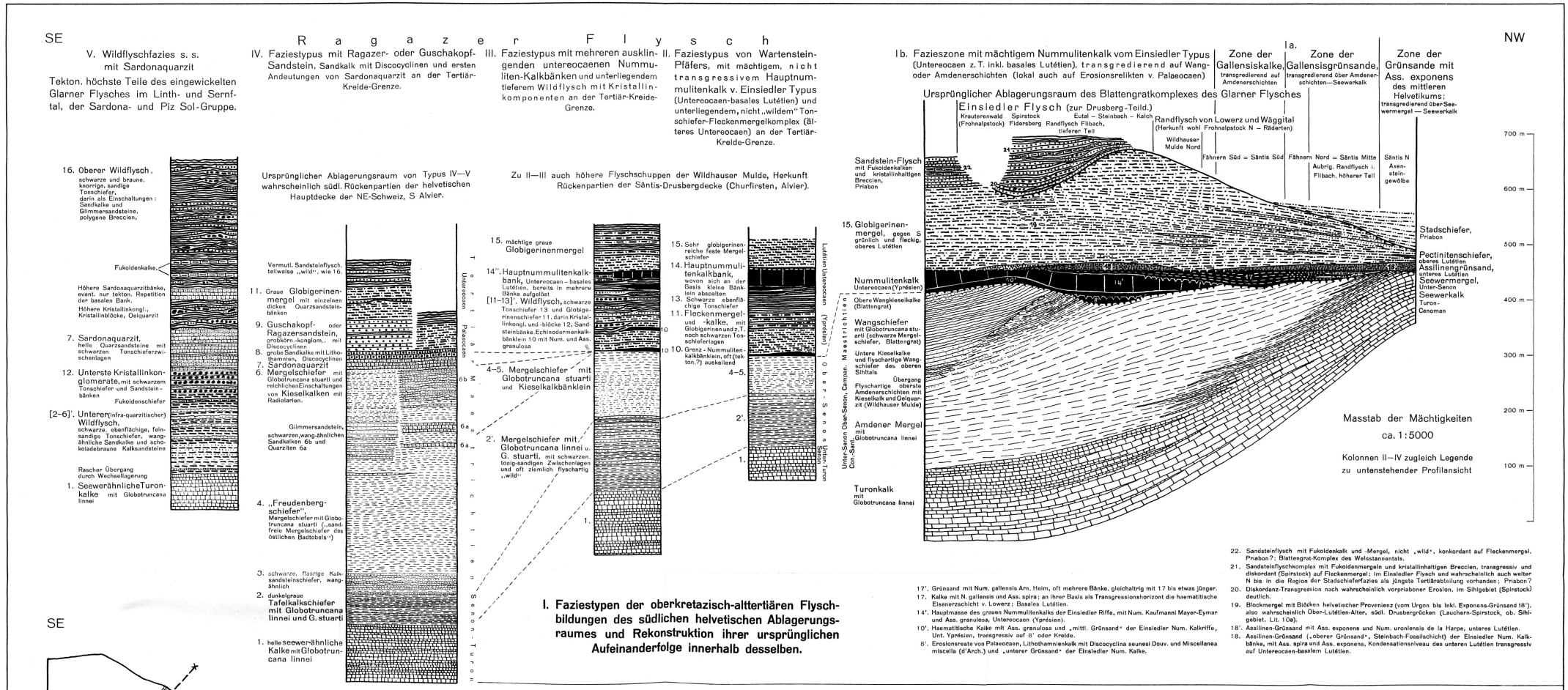
Die genaue Faziesabwicklung des eingewickelten Glarner Flyschs ergibt sich als ein sehr kompliziertes Problem, als ein nur mit vieler Geduld zu lösendes Puzzle. Die Fragen nach der Isopenrichtung und der ursprünglichen Einschubrichtung der Flyschschuppen müssen noch offen bleiben.

Anmerkung während des Druckes:

Soeben erschien eine kurze, aber für die vorstehende Arbeit wichtige Notiz über die Globotruncanen-Stratigraphie der Oberkreide: P. Marie, Zônes à Foraminifères de l'Aturien dans la Mésogée (C. R. somm. Soc. géol. France, 5 déc. 1938). Die vertikale Verbreitung der verschiedenen Globotruncanenspezies und -Varietäten wird darin in Beziehung gesetzt zu Orbitoiden- und Makrofauna der sie enthaltenden Oberkreidehorizonte und dadurch mit der französischen Stufeneinteilung korreliert. Danach erscheint die typische *Globotruncana stuarti* zusammen mit *Gl. linnei* und deren Mutation „caliciforme" erst von einer als Zone II des Aturien bezeichneten Schichthöhe an, welche durch *Parapachydiscus colligatus*, die ersten *Stegaster* und *Orbitoides media* als Unteres Maestrichtien determiniert ist. In der darunterfolgenden Zone I mit *Gl. linnei* (grosse Form „en couronne de feuilles" von J. de Lapparent) und einer als „pré-*Rosalina stuarti*" bezeichneten Form ist *Orbitoides* s. s. noch abwesend; sie entspricht dem Campanien.

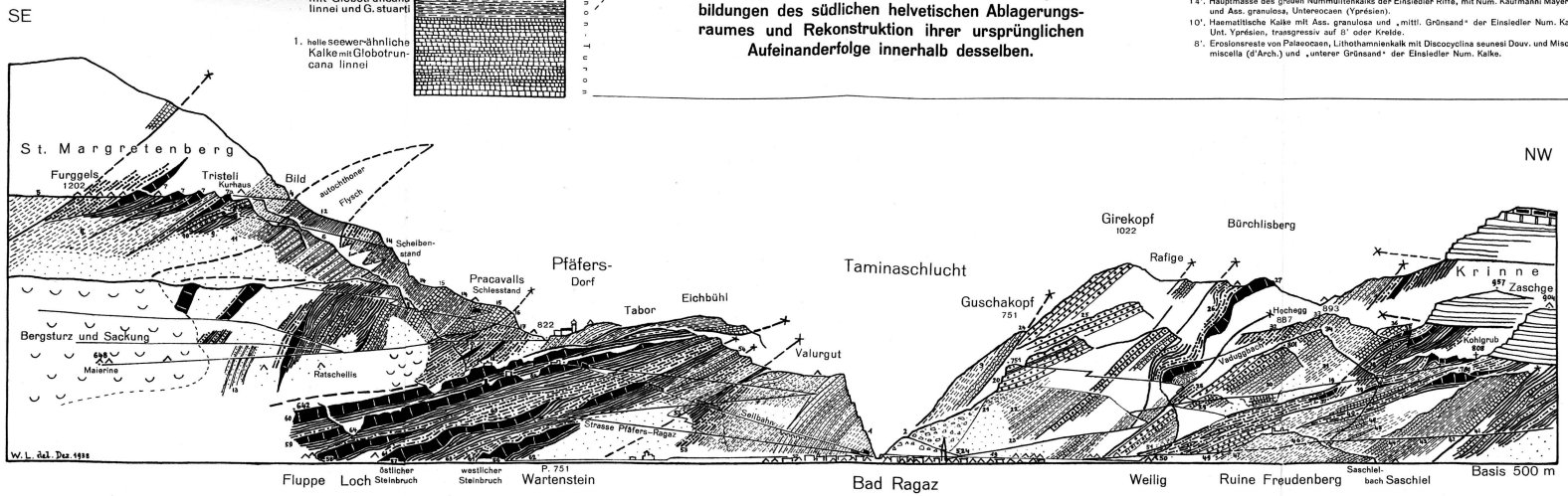
Dementsprechend wäre die Untergrenze des Maestrichtien im vorstehenden Text und in Tafel XII überall noch etwas tiefer zu legen, nämlich an die Basis der Schicht [2], Tafelschiefer, welche die Mischfauna *Gl. linnei-Gl. stuarti* enthält. Die oben an mehreren Stellen von mir gebrauchte Bezeichnung Obersenon, welche ich synonym mit Aturien zu verwenden beabsichtigte, würde dort allein für das obere Aturien-Maestrichtien stehen.

Nach P. Marie (C. R. somm. Soc. géol. France, 1936) erscheinen im Cenoman und Turon des Pariser Beckens allein die einkieligen, ancestralen Formen von *Globotruncana* (Typus von *Gl. appenninica* Renz), und *Gl. linnei* stellt sich erst im Unter-Senon ein. Auch dies muss uns bestimmen, den Globotruncanen-haltigen Flysch von Ragaz sehr hoch im Oberkreideprofil anzusetzen und selbst die Möglichkeit im Auge zu behalten, dass auch der älteste vorhandene Horizont, der seewerähnliche sog. Turonkalk, noch z. T. unteres Senon vertreten kann.



I. Faziestypen der oberkretazisch-alttertiären Flyschbildungen des südlichen helvetischen Ablagerungsraumes und Rekonstruktion ihrer ursprünglichen Aufeinanderfolge innerhalb desselben.

17'. Grünsand mit Num. gallensis Arn. Heim, oft mehrere Bänke, gleichaltrig mit 17 bis etwas jünger.
17. Kalke mit N. gallensis und Ass. spira; an ihrer Basis als Transgressionshorizont die haematitische Eisenerzschicht v. Lowerz: Basales Lutétien.
14'. Hauptmasse des grauen Nummulitenkalks der Einsiedler Riffe, mit Num. Kaufmanni Mayer-Eymar und Ass. granulosa, Untereocaen (Ypresien).
10'. Haematitische Kalke mit Ass. granulosa und „mittl. Grünsand" der Einsiedler Num. Kalkriffe, Unt. Ypresien, transgressiv auf 8' oder Kreide.
8'. Erosionsreste von Palaeocaen, Lithothamnienkalk mit Discocyclina seunesi Douv. und Miscellanea miscella (d'Arch.) und „unterer Grünsand" der Einsiedler Num. Kalke.
22. Sandsteinflysch mit Fukoidenkalk und -Mergel, nicht „wild", konkordant auf Fleckenmergel, Priabon?; Blattengrat-Komplex des Weisstannentals.
21. Sandsteinflyschkomplex mit Fukoidenmergeln und kristallinhaltigen Breccien, transgressiv und diskordant (Spirstock) auf Fleckenmergel; im Einsiedler Flysch und wahrscheinlich auch weiter N bis in die Region der Stadschieferfazies als jüngste Tertiärabteilung vorhanden; Priabon?
20. Diskordanz-Transgression nach wahrscheinlich vorprialoner Erosion, im Sihlgebiet (Spirstock) deutlich.
19. Blockmergel mit Blöcken helvetischer Provenienz (vom Urgon bis Inkl. Exponens-Grünsand 18'), also wahrscheinlich Ober-Lutétien-Alter, südl. Drusbergrücken (Lauchern-Spirstock, ob. Sihlgebiet. Lit. 10a).
18'. Assilinen-Grünsand mit Ass. exponens und Num. uroniensis de la Harpe, unteres Lutétien.
18. Assilinen-Grünsand („oberer Grünsand", Steinbach-Fossilschicht) der Einsiedler Num. Kalkbänke, mit Ass. spira und Ass. exponens, Kondensationsniveau des unteren Lutétien transgressiv auf Untereocaen-basalem Lutétien.



II. Profilansicht der Flyschregion von Ragaz–Pfäfers (Glarner Flysch)

von W. Leupold, 1938

Masstab 1:10000

Autochthoner Flysch

Dachschiefer

Altdorfer Sandstein

Verkehrte Serie der helvetischen Klippe von Krinne

Rötidolomit

Malm

Seewerkalk

WASSERMANN A.G. BASEL