

**Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz**

herausgegeben von der
Schweizerischen Geologischen Kommission
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)
subventioniert von der Eidgenossenschaft

**Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse**

publiés par la
Commission Géologique Suisse
(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)
subventionnés par la Confédération

Materiali per la Carta Geologica della Svizzera

pubblicati dalla
Commissione Geologica Svizzera
(Organo della Società Elvetica di Scienze Naturali)
sovvenzionati dalla Confederazione

Neue Folge, 118. Lieferung

Des ganzen Werkes 148. Lieferung

Zur Geologie des Monte Generoso

(Lombardische Alpen)

Ein Beitrag zur Kenntnis der südalpinen Sedimente

Mit 51 Textfiguren, 2 Tabellen und 2 Tafeln

Von
Daniel Bernoulli
Basel

GEDRUCKT MIT UNTERSTÜTZUNG
DER STIFTUNG DR. JOACHIM DE GIACOMI DER SCHWEIZERISCHEN NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
UND DES DISSERTATIONENFONDS DER UNIVERSITÄT BASEL

BERN

In Kommission bei KÜMMERLY & FREY AG, Geographischer Verlag, Bern

1964

Druck Stämpfli & Cie, Bern

Vorwort der Geologischen Kommission

Im Herbst 1963 legte Herr D. BERNOULLI der Geologischen Kommission das Manuskript seiner Dissertation «Geologie des Monte Generoso» vor mit dem Ersuchen, die Arbeit in die «Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Die sorgfältige Kartierung des Generoso-Gebietes wird für Blatt 1353 Lugano des Geologischen Atlas der Schweiz übernommen. Herr Bernoulli hat sein Kartenoriginal der Kommission zur Verfügung gestellt, wofür ihm bestens gedankt sei. Blatt Lugano liegt nun fertig kartiert vor und kann in nächster Zeit für den Druck bereitgestellt werden. Die Geologische Kommission hat deshalb in der Sitzung vom 30. November 1963 beschlossen, diese Arbeit, die viele neue und wertvolle Ergebnisse gebracht hat, in die Serie der «Beiträge» aufzunehmen. Der Autor wird an die hohen Druckkosten einen namhaften Beitrag leisten. Da die Arbeit druckfertig vorlag, konnte mit dem Druck sogleich begonnen werden.

Die Belegsammlung zur vorliegenden Arbeit befindet sich im Geologischen Institut Basel.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Basel, im August 1964.

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit über die Geologie des Monte Generoso entstand auf Anregung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT. Ich möchte ihm an dieser Stelle herzlich dafür danken, dass er mich in ein so reiches und vielfältiges Arbeitsgebiet eingeführt hat und mir die Unterlagen seiner eigenen, meist unpublizierten Untersuchungen überliess.

Die Untersuchungen im Feld führte ich in den Jahren 1958 bis 1962 durch. Ihre Auswertung erfolgte jeweils anschliessend im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Basel. Als topographische Grundlage der Kartierung dienten teils die ausgezeichneten photogrammetrischen Pläne der schweizerischen Grundbuchvermessung 1:10000, teils die Blätter Lugano und Mendrisio der Landeskarte der Schweiz 1:25000. Die Kartierung wird beim Druck des Blattes Lugano des geologischen Atlas der Schweiz Verwendung finden, ich habe deshalb auf die Beilage einer geologischen Karte 1:25000 verzichtet.

Während der Untersuchungen zeigte es sich sehr bald, dass sich zahlreiche Besonderheiten des Generoso-Gebietes nur durch vergleichende Untersuchungen in den benachbarten Gebieten verstehen liessen. So wurde die Zusammenarbeit mit meinem Freund Dr. F. WIEDENMAYER, der zu gleicher Zeit das Gebiet zwischen Tremona und Saltrio untersuchte, besonders eng und anregend. Viele Beobachtungen erhalten erst im Vergleich unserer beiden Arbeitsgebiete einen Sinn, so dass sich unsere Arbeiten in manchen Punkten ergänzen. Darüber hinaus unternahm ich zahlreiche Vergleichsexkursionen, z. T. gemeinsam mit F. WIEDENMAYER und W. MÜLLER, zwischen Lago Maggiore und Bergamo sowie westlich des Lago Maggiore und im Engadin. Besonderen Dank schulde ich auch Herrn Prof. Dr. H. LAUBSCHER, der gerne bereit war, auf zahlreichen Exkursionen Probleme der Sedimentation und der syngenetischen Tektonik zu diskutieren. Meinem Freund Dr. P. VOGT verdanke ich manchen wertvollen Hinweis in mineralogischen Fragen.

Besonderen Dank schulde ich weiterhin den Herren Prof. Dr. B. PEYER (†) und Prof. Dr. E. KUHN-SCHNYDER für ihre Gastfreundschaft im Crocifisso und in Meride. Als Assistent von Herrn Prof. E. KUHN-SCHNYDER an der Fossilgrabung am M. San Giorgio wurde ich mit der Geologie und der Landschaft des Südtessins vertraut.

Zahlreiche Anregungen, in Diskussionen und gemeinsamen Exkursionen verdanke ich den Herren Prof. und Dres. S. DZULYNSKI (Krakow), H. FALKE (Mainz), M. GOVI (Torino), W. D. GILL (London), A. LOMBARD (Genève), W. NABHOLZ (Bern), M. REICHEL (Basel), A. SPICHER (Basel) und B. ZIEGLER (Zürich). Ebenso danke ich meinen Mailänder Freunden Dres. C. BISIACH, G. PASQUARÈ, R. POZZI und F. VILLA für gemeinsame Exkursionen, Diskussionen und die freundliche Aufnahme im Mailänder Institut.

Die Herren Dres. D. V. AGER (London), E. FLÜGEL (Darmstadt), E. GASCHE (Basel), G. PASQUARÈ (Milano) und B. ZIEGLER (Zürich) bestimmten zahlreiche Fossilien. Die Herren Dres. O. RENZ und F. WIEDENMAYER unterzogen sich der oft mühevollen Arbeit, eine grosse Anzahl von Ammoniten zu bestimmen. Für die oberliasischen Formen konnten sie dabei die im Naturhistorischen Museum Basel aufbewahrte Sammlung von CARL RENZ (†) sowie die Belegsammlung zur Arbeit von M. K. MITZOPOULOS (1930) zum Vergleich heranziehen.

Direktion und Angestellte der Cooperativa Ferrovia Monte Generoso haben durch die Erlaubnis zur unentgeltlichen Benützung der Generoso-Bahn und ihre ständige Hilfsbereitschaft meine Arbeit sehr erleichtert. Nicht vergessen sei endlich die freundliche Aufnahme durch die Familie Vassalli in der Antica Osteria Tremona.

Der Schweizerischen Geologischen Kommission, insbesondere ihrem Präsidenten, Herrn Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT bin ich zu grossem Dank verpflichtet für die Bereitwilligkeit, meine Arbeit in die Reihe der Beiträge aufzunehmen. In Fragen der Darstellung und bei der Drucklegung durfte ich stets die Erfahrung von Herrn Dr. A. SPICHER in Anspruch nehmen. Der Druck dieser Arbeit wurde ermöglicht durch die grosszügige Unterstützung durch die Stiftung Dr. JOACHIM DE GIACOMI der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft und des Dissertationenfonds der Universität Basel. Den genannten Institutionen spreche ich meinen ergebensten Dank aus.

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	III	4. Cephalopodenkalke des Domérien	52
Vorwort des Verfassers	V	5. Paläogeographie des unteren und mittleren Lias	53
Verzeichnis der Textfiguren, Tafeln und Tabellen.	VIII	a) Generoso-Becken und Luganer Schwelle	54
Literaturverzeichnis	X	b) M. Nudo-Becken und Schwelle von Arolo-Gozzano	56
Geologische Karten.	XVI	c) Der südalpine Lias im W des Lago Maggiore	59
		d) Bergamasker Alpen	60
		e) Ostalpine Decken	60
<i>Einleitung</i>		G. Oberer Lias und Dogger	61
Allgemeiner Rahmen	1	1. Übersicht	61
Historisches	2	2. Einzelprofile	65
		a) Breggia	65
<i>Stratigraphie</i>		b) Bella Vista	74
A. Servino-Verrucano-Serie	4	c) Alpe di Salorino, Balduana	75
B. Salvatore-Dolomit.	5	d) T. Clivio SW Arzo	76
1. Übersicht und Definition.	5	e) T. Clivio N Clivio	77
2. Salvatore-Dolomit N Campione	6	f) T. Clivio bei Molino di sopra.	79
3. Plattig-bituminöse Dolomite von Cavallino-S. Rocco	9	g) Pozzolo NE Gavirate	80
4. Sedimentation und Paläogeographie	10	h) Alpe Turati	81
C. Raiblerschichten	11	i) Val Varea	84
1. Definition und Übersicht.	11	k) M. Albenza	88
2. Aufschlüsse	12	3. Sedimentation und Paläogeographie	88
3. Beschreibung einiger wichtiger Gesteinstypen	12	H. Radiolaritgruppe	90
4. Sedimentation und Paläogeographie	13	1. Die Radiolaritgruppe bei Alpe di Mendrisio	90
D. Hauptdolomit	14	2. Das Alter der Radiolaritgruppe	93
E. Rhät	15	3. Sedimentation und Paläogeographie	93
1. Übersicht	15	I. Maiolica	95
2. Einzelprofile	16		
a) Torrente Cassone.	16	<i>Tektonik</i>	
b) Monte Sant'Agata	17	A. Einleitung und Übersicht.	97
c) Scaria-Antiklinale	18	B. Historisches und Problemstellung	98
3. Fossilinhalt und Alter	18	C. Tektonische Einzelbeschreibung.	101
4. Sedimentation und Paläogeographie	19	1. Luganer Linie	101
F. Unterer und mittlerer Lias	21	2. Gebiet westlich der Luganer Linie.	108
1. Übersicht	21	3. Gebiet östlich der Luganer Linie: Die Generoso-Masse	109
2. Broccatello und Macchia vecchia	24	D. Zusammenfassung und Versuch einer Deutung.	122
3. Lombardischer Kieselkalk	26	Bemerkungen zum Quartär	129
a) Auflagerung.	26	Abstract	131
b) Mächtigkeit, Gliederung, Fossilführung und Alter	28	Riassunto	133
c) Die Gesteine	33		
d) Ablagerungsbedingungen	50		

Verzeichnis der Textfiguren, Tafeln und Tabellen

Textfiguren

Fig. 1. Topographische Übersicht und Lage des untersuchten Gebietes	2
Fig. 2. Geopetal-Gefüge im Salvatore-Dolomit	7
Fig. 3. Profil durch die Bitumenzone im Steinbruch von Fornace	8
Fig. 4. Involutina cf. turgida KRISTAN, Rhät, Cassone	19
Fig. 5. Übersichtskarte des westlombardischen Unter- und Mittel-Lias	22
Fig. 6. Auflagerung des lombardischen Kieselkalkes im Tobel von Ronco NE Capolago	27
Fig. 7. Turbidit, lombardischer Kieselkalk, V. del Lembro	38
Fig. 8. Dünnschliffbild einer Turbiditbank. Lombardischer Kieselkalk, Caminada	39
Fig. 9. Turbidit mit multiplem graded bedding. Lombardischer Kieselkalk, Pizzo della Croce	40
Fig. 10. Kalkarenit mit unregelmässig verformten mud pebbles. Lombardischer Kieselkalk, Pizzo della Croce	40
Fig. 11. Schrägschichtung («current lamination»). Lombardischer Kieselkalk, Pizzo della Croce	41
Fig. 12. «Cross-lamination» und Slumping. Lombardischer Kieselkalk. Crotto dei Platani	41
Fig. 13. Durch submarine Rutschung entstandene synsedimentäre Fliessfalte. Lombardischer Kieselkalk. A. di Melano	43
Fig. 14. Submarine Rutschung im lombardischen Kieselkalk an der Strasse von Caneggio nach Bruzella	44
Fig. 15. Submarine Rutschung. Lombardischer Kieselkalk. Strasse Caneggio-Bruzella	46
Fig. 16. Exotischer Block in der Valle dei Cugnoli	47
Fig. 17. Fluidal texturierte Rutschungs-Breccie, mit exotischem Block assoziiert. Lombardischer Kieselkalk. V. dei Cugnoli	47
Fig. 18. Versuch einer Rekonstruktion der paläotektonischen Situation zur Zeit des Domérien	55
Fig. 19. Alternanz psammitischer Lagen mit «graded bedding» und siltiger, toniger Mergel, mittlerer Lias. Arolo	58
Fig. 20. «Slide conglomerate». Lombardischer Kieselkalk, Ufer des Lago Maggiore S. Reno	58
Fig. 21. Stratigraphische Profile Domérien-Maiolica	64
Fig. 22. Profil Ammonitico rosso – Dogger Breggia-Schlucht	66
Fig. 23. Submarine Rutschung, Breggia-Schlucht	68
Fig. 24. Detail aus Fig. 23	68
Fig. 25. Schematische Skizze des Faltenverlaufs in Schicht Nr. 15, Breggia-Profil	70
Fig. 26. Basis der submarinen Rutschung, Schicht 15, Breggia-Schlucht	71
Fig. 27. Submarine Rutschung, Nr. 15, Breggia-Schlucht	71
Fig. 28. Submarine Rutschung, Nr. 15, Breggia-Schlucht	72
Fig. 29. Submarine Rutschung, Nr. 15, Breggia-Schlucht	72
Fig. 30. Submarine Rutschung, Nr. 15, Breggia-Schlucht	73
Fig. 31. Schicht 16, Breggia-Schlucht	73
Fig. 32. Intraformationelle Breccie, Domérien, Alpe di Mendrisio	75
Fig. 33. Profil Ammonitico rosso – Radiolaritgruppe beidseits der Brücke über den T. Clivio	78
Fig. 34. Ansichtsskizze des Ammonitico rosso-Aufschlusses südlich der Brücke von Clivio	78
Fig. 35. Knollige, durch submarine Rutschung paradiagenetisch deformierte Mergelkalke, Domérien. T. Clivio	81
Fig. 36. Detail aus Fig. 35	81
Fig. 37. Detail zu Fig. 35 und 36	82
Fig. 38. Stratigraphisches Profil durch die Serie zwischen Pliensbachien und Rosso ad Aptici in der Val Varea N Suello	83
Fig. 39. Grobblockige Rutschungsbreccie («pebbly mudstone»). Val Varea	82
Fig. 40. Detailprofil im obersten Teil der Radiolaritgruppe (Rosso ad Aptici). Alpe di Mendrisio	92
Fig. 41. Geologische Kartenskizze der Luganer Linie zwischen S. Rocco und Arogno	102
Fig. 42. Profil durch die Luganer Linie in der Valle di Caprino	103
Fig. 43. Profile durch die Luganer Linie zwischen S. Evasio und Arogno	103
Fig. 44. Geologische Kartenskizze der Umgebung von Melano	106

Fig. 45. Profil durch die Sackung von Castelletto	106
Fig. 46. Profile durch die Luganer Linie zwischen Melano und Capolago	107
Fig. 47. Schematische Ansicht der Salvatore-Synklinale von W	113
Fig. 48. Geologische Profile durch die Luganer Linie und die S. Agata-Synklinale östlich Rovio	116
Fig. 49. Profil durch S. Agata-Synklinale und Generoso-Überschiebung nördlich Alpe di Melano	118
Fig. 50. Profil durch die S. Agata-Synklinale bei Bella Vista	120
Fig. 51. Profile durch die Synklinale von Cragno und die Generoso-Überschiebung zwischen Alpe di Salorino und Pt. 1152.3	121

Tabellen

Tab. I. Übersicht über die Schichtglieder des lombardischen Lias	22
Tab. II. Versuch einer Abschätzung der alpinen Vertikalversetzung an der Luganer Linie	125

Tafeln

Taf. I. Tektonische Karte des Luganese
Taf. II. Geologische Profile durch die Gruppe des Monte Generoso

Literaturverzeichnis

- ALLEMANN, F. (1956): Geologie des Fürstentums Liechtenstein (Südwestlicher Teil). — Jb. Hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein, 56.
- ARKELL, W. J. (1956): Jurassic Geology of the World. — Edinburgh and London (Oliver & Boyd).
- BAGGIO, P. (1963a): Osservazioni geologiche sulla Zona del Canavese s.s., nel tratto Cuorgnè-Issiglio. — Atti. Acc. Sci. Torino, 97.
- (1963b): Sulla presenza di una serie titonico-cretacea nel Canavese. — Atti Ist. Veneto Sci. Lett. Arti, Cl. Sci. matem. nat., 71.
- BAGGIO, P. e DE MARCO, L. (1960): La serie tardo-paleozoica del Varesotto e le mineralizzazioni ad uranio della Valganna. — Com. naz. ric. nucl., studi ric. div. geomin., 3.
- BALLY, A. (1954): Geologische Untersuchungen in den SE Abruzzen. — Diss. Zürich 1954.
- BELLONI, S. (1958): Sulla presenza del Giurassico sul Monte Rena in Val Seriana. — Riv. ital. Pal., 64/4.
- BERNOULLI, D. (1960): Die Auflagerung der Radiolaritgruppe im Südtessin. — Eclogae geol. Helv., 53/2.
- BERNOULLI, D. und WIEDENMAYER, F. (im Druck): Exkursion 26 in: Geologischer Führer der Schweiz. — Basel (Wepf).
- BIRKENMAJER, K., GASIOROWSKI, S. and WIESER, T. (1960): Fragments of Exotic Rocks in the Pelagic Deposits of the Bathonian of the Niedzica Series (Pieniny Klippen-Belt, Carpathians). — Ann. Soc. géol. Pologne, 30/1.
- BIRKENMAJER, K. and GASIOROWSKI, S. M. (1961): Sedimentary Character of Radiolarites in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. — Bull. Acad. Pol. Sci., sér. Sci. géol. géogr., 9/3.
- BISTRAM, A. VON (1901): Über geologische Aufnahmen zwischen Luganer und Comer See. — Zbl. f. Min. usw., 24.
- (1903a): Beiträge zur Kenntnis der Fauna des unteren Lias in der Val Solda. — Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br., 13.
- (1903b): Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen. — Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br., 14.
- BLUMER, M. (1950a): Zur Geochemie der Sedimentgesteine. Theoretische Untersuchungen sowie Spurenanalysen schweizerischer Gesteine. — Helv. Chim. Acta, 33/1.
- (1950b): Porphyrinfarbstoffe und Porphyrin-Metallkomplexe in schweizerischen Bitumina. — Helv. Chim. Acta, 33/6.
- BONARELLI, G. (1894): Contribuzione alla conoscenza del Giura-Lias lombardo. — Atti R. Accad. Sci. Torino, 30.
- BONI, A. (1960): Rocce calcareo-dolomitiche silicizzate delle Prealpi Bresciane. — Boll. Soc. geol. ital., 79/1.
- BRAMLETTE, M. N. (1946): The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks. — U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 212.
- BRÖNNIMANN (1955): Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. — Micropal., 1/1.
- BUCH, L. VON (1827): Über einige geognostische Erscheinungen in der Umgebung des Luganer Sees in der Schweiz. — Abh. k. Akad. Wiss. Berlin, Bd. 11, 193.
- BURCKHARDT, C. E. (1943): Zur Geologie des Monte Pisano. — Eclogae Geol. Helv., 36/1.
- BURFORD, J. A. (1951): Les grandes lignes tectoniques du Tessin meridional. — Boll. Soc. Tic. Sci. nat.
- BURST, J. F. (1958): «Glauconite» pellets: Their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations. — Bull. A. A. P. G., 42/2.
- CACCIAMALI, G. B. (1921): Ricostruzioni tectoniche sulla regione lariana alla luce della teoria dei ricoprimenti. — Boll. Soc. geol. ital., 40.
- (1930): Morfogenesi delle Prealpi lombarde ed in particolare di quelle della provincia di Brescia. — Brescia (Geroldi).
- CADROBBI, M. (1943): Contributi per la conoscenza della linea tettonica di Ballino. — Stud. Trentini Sci. nat., 24/2-3.

- CITA, M.B. (1957): Studi stratigrafici sul terziario subalpino lombardo. VIII. Sintesi stratigrafica della «Gonfolite». — Riv. ital. Pal., 63/2-3,
- (1962): Il Paleogene in Lombardia. — Mem. Soc. geol. ital., 3.
- CITA, M.B., CASSINIS, G. et POZZI, R. (1961): Introduction à l'étude du Domérien-type. Mem.B. R. G.M., 4.
- CITA, M.B., FORTI, A., RAFFI, G. and VILLA, F. (1959): Jurassic and cretaceous microfacies from the Prealps and central Apennines. — 5th World Petroleum Congr., Sect. I, Pap. 54.
- CLOUD, P.E. (1955): Physical limits of glauconite formation. — Bull. A.A.P.G., 39/4.
- COLOM, G. (1957): Sur les caractères de la sédimentation des géosynclinaux mésozoïques. — Bull. Soc. Géol. France, 6^e sér., t. 7.
- CONTI, S. (1954): Stratigrafia e Paleontologia della Val Solda. — Mem. descr. Carta Geol. Italia, 30.
- CORNELIUS, H.P. (1951): Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. — Geol. Rundschau, 39/1.
- CORNELIUS, H.P. und FURLANI-CORNELIUS, M. (1930): Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 102.
- CROWELL, J.C. (1957): Origin of pebbly mudstones. — Bull. Geol. Soc. Amer., 68/8.
- CURIONI, G. (1863): Sui Giacimenti Metalliferi e Bituminosi nei Terreni Triasici di Besano. — Mem. R. Ist. Lombardo Sci., IX.
- DESIO, A. (1929): Studi geologici sulla regione dell'Albenza. — Mem. Soc. ital. Sci. nat., 10/1.
- (1944): Sulla costituzione geologica dei dintorni di Trescorre Balneario. — Atti Soc. ital. Sci. nat., 83.
- (1957): Bibliografia geologica d'Italia, II.: Lombardia. Napoli (Cons. Naz. Ric., Com. Geogr. Geol. Min.).
- DESIO, A. e AIRAGHI, C. (1934): Sull'età delle «pietre da coti» della Val Seriana. — Atti Soc. ital. Sci. nat., 73.
- DOEGLAS, D.J. (1930): Die Geologie des Monte San Giorgio und des Val Mara. — Leidsche Geol. Med., 3.
- DONOVAN, D.T. (1958): The Ammonite Zones of the Toarcian (Ammonitico Rosso Facies) of Southern Switzerland and Italy. — Eclogae Geol. Helv., 51/1.
- DOZY, J.J. (1935a): Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda. — Leidsche Geol. Med., 6/3.
- (1935b): Über das Perm der Südalpen. — Leidsche Geol. Med., 7/1.
- (1935c): Beitrag zur Tektonik der Bergamasker Alpen. — Leidsche Geol. Med., 7/1.
- DZULYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M. and KUENEN, PH. H. (1959): Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains. — Bull. Soc. Geol. Amer., 70/8.
- DZULYNSKI, S. and ŚLĄCZKA, A. (1958): Directional structures and sedimentation of the Krosno beds (Carpathian flysch). — Ann. Soc. géol. Pologne, 28.
- ELTER, G. (1960): Osservazioni preliminari sull'età dei terreni preoligocenici del Monferrato. — Atti. Acc. naz. Lincei, Rend. Cl. Sci. fis. mat. nat., ser. 8, 29/6.
- ERICSON, D.B., EWING, M. and HEEZEN, B.C. (1952): Turbidity currents and sediments in North Atlantic. — Bull. A.A.P.G., 36/3.
- ESCHER VON DER LINTH, A. (1853): Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. — N. Denkschr. Schweiz. natf. Ges., 13.
- FAIRBRIDGE, RH. W. (1946): Submarine slumping and location of oil bodies. — Bull. A.A.P.G., 30/1.
- (1947): Possible causes of intraformational disturbances in the Carboniferous varve rocks of Australia. — Proc. Roy. Soc. N.S. Wales, 81.
- FANTINI, N. e PAGANONI, C. (1953): Studi paleontologici sul Lias del Monte Albenza: Ammoniti del Lotharingiano e del Domeriano. — Riv. ital. Pal., 59.
- FERASIN, F. (1956): Sulla presenza di supposte alghe filamentose nel Giurese del Veneto. — Riv. ital. Pal., 62/3.
- FERNANDEZ, D. (1961): Sull'origine delle selci stratificate e in noduli nel calcare (Malm-Neocomiano di Lombardia). — Boll. Soc. geol. ital., 80/3.
- FIorentini, M. (1957): I rapporti di giacitura della Gonfolite col substrato mesozoico a Monte Olimpino. — Atti Soc. ital. Sci. nat., 96.
- FRANCHI, S. (1903): Nuovi affioramenti di Trias e di Lias in Valsesia e nel Biellese. — Boll. R. Com. geol. Ital., 35.
- FRAUENFELDER, A. (1916): Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. — Eclogae Geol. Helv., 14/2.

- GIANNINI, E., PIERUCCINI, R. e TREVISAN, L. (1950): Calcari con liste di selce e diaspri. — Atti Soc. Tosc. Sci. nat., 57, Ser. A.
- GOVI, M. (1960): Geologia del territorio compreso tra il Lago di Lugano e la Val Marchirolo. — Com. naz. ric. nucl., studi ric. div. geomin., 3.
- GRAETER, P. (1951): Geologie und Petrographie des Malcantone. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 31/2.
- GRUNAU, H. R. (1947): Geologie von Arosa mit besonderer Berücksichtigung des Radiolaritproblems. — Diss. Bern.
- (1959): Mikrofazies und Schichtung ausgewählter, jungmesozoischer, Radiolarit-führender Sedimentserien der Zentral-Alpen. — Internat. Sediment. Petr. Ser., 4, Leiden (E. J. Brill).
- HAAF, E. TEN (1959): Graded beds of the northern Apennines. — Thesis Univ. Groningen.
- HEIERLI, H. (1955): Geologische Untersuchungen in der Albulazone zwischen Crap Alv und Cinuoschel. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 101. Liefg.
- HEIM, ALB. (1906): Geologische Nachlese Nr. 15. Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocäen fjord der Breggiaschlucht. — Vjschr. natf. Ges. Zürich, 51.
- HÖLDER, H. (1963): Empfehlungen des Colloque du Jurassique in Luxemburg 1962. — N. Jb. Geol. Pal., 4.
- HOFMANN, F. (1956): Zur Frage der Entstehung des glimmerartigen Tons in der Trias des Monte Caslano, Kanton Tessin. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 36/2.
- HOLLMANN, R. (1962): Über Subsolution und die Knollenkalke des Calcare Ammonitico rosso superiore im Monte Baldo. — N. Jb. Geol. Pal., Monatsh., 4.
- HOUTEN, J. VAN (1929): Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore. — Eclogae Geol. Helv., 22/1.
- ILLING, L. V. (1954): Bahaman calcareous sands. — Bull. A. A. P. G., 38/1.
- IPPOLITO, F. (1951): Sulla genesi dei calcari con liste di selce. — Atti Soc. Tosc. Sci. nat., Mem., 58, Ser. A.
- JACOBSSHAGEN, V. (1959): Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87.
- JÄGER, E. and FAUL, H. (1959): Age measurements on some granites and gneisses from the Alps. — Bull. Geol. Soc. Amer., 70/12.
- JONGMANS, W. J. (1960): Die Karbonflora der Schweiz. Mit einem Beitrag von E. RITTER: Die Karbonvorkommen der Schweiz. — Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. 108. Liefg.
- KELTERBORN, P. (1923): Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin). — Verh. natf. Ges. Basel, 34.
- KRISTAN, E. (1957): Ophthalmitidae und Tetrataxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Niederösterreich. — Jb. geol. Bundesanst., 100/2.
- KRONECKER, W. (1910): Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Südalpen. — Zbl. Min. usw.
- KUENEN, PH. H. (1953): Significant features of graded bedding. — Bull. A. A. P. G., 37/5.
- (1956): The difference between sliding and turbidity flow. — Deep-Sea Res., 3.
- KUENEN, PH. H. and MIGLIORINI, C. I. (1950): Turbidity currents as a cause of graded bedding. — J. Geol., 58/2.
- KUENEN, PH. H. and TEN HAAF, E. (1956): Graded bedding in limestones. — Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch. Amsterdam, Proc. Ser. B, 59.
- KUHN, E. (1941): Über die Fauna der Bitumina von Campione. — Eclogae geol. Helv., 34/2.
- KUHN-SCHNYDER, E. und VONDERSCHMITT, L. (1953): Geologische und paläontologische Probleme des Südtessins. — Eclogae Geol. Helv., 46/2.
- LAUBSCHER, H. P. (1961): Die Mobilisierung klastischer Massen. — Eclogae Geol. Helv., 54/2.
- LAVIZZARI, L. (1863): Escursioni nel Cantone Ticino. — Lugano (Veladini e Comp.).
- LEHNER, P. (1952): Zur Geologie des Gebietes der Denti della Vecchia, des M. Boglia, des M. Brè und des M. S. Salvatore bei Lugano. — Eclogae Geol. Helv., 45/1.
- LEONARDI, P. (1955): Breve sintesi geologica delle Dolomiti occidentali. — Boll. Soc. geol. ital., 74/1.
- (1963): Les récifs coralliens triasiques des Dolomites. — Livre à la mémoire du prof. P. FALLOT. Paris (Soc. géol. France).
- LEUZINGER, P. (1926): Geologische Beschreibung des M. Campo dei Fiori und der Sedimentzone Luganersee-Valcuvia. — Eclogae geol. Helv., 20/1.

- LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL (1956): Vol. I: Europe, Fasc. 11: Italia. — Paris (Centre national de la recherche scientifique).
- (1962): Vol. I: Europe, Fasc. 8: Austria
(im Druck): Vol. I: Europe, Fasc. 7c: Suisse, Alpes Suisses et Tessin méridional.
- LOMBARD, A. (1963): Laminites: A structure of Flysch-type sediments. — *J. Sed. Petr.*, **33**.
- LUCCHETTI, L. (1959): Tettonica padana. — In: *I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale*. Vol. 2, Roma (Accad. Naz. Lincei).
- MARIANI, E. (1899): Fossili del Giura e dell'Infracretaceo nella Lombardia. — *Atti Soc. ital. Sci. nat.*, **38**.
- MENEGHINI, G. (1879): Fossili titoniani di Lombardia. — *Proc. verb. Soc. Tosc. Sci. nat.*, **1**.
- MERIAN, P. (1854): Über die Flötzformationen der Umgegend von Mendrisio. — *Verh. natf. Ges. Basel*, **1/1**.
- MITZOPOULOS, M. K. (1930): Beiträge zur Cephalopodenfauna des oberen Lias der Alta Brianza. — *Prakt. Akad. Athen*, **B/2**.
- MITZOPOULOS, M. K. und RENZ, C. (1929): Der Oberlias in der Umgebung des Comersees. — *Prakt. Acad. Athènes*, **4**.
- MOORE, R. C., ed. (1962): *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W Miscellaneous*. — Geol. Soc. Amer. and Univ. Kansas Press.
- NÄNNY, P. (1948): Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. — *Dissertation Zürich*.
- NANGERONI, L. G. (1932): Carta geognostico-geologica della Provincia di Varese con uno studio su la geologia, le rocce e le forme del terreno della regione Varesina. — Varese (R. Ist. Techn.).
- NEGRI, G. e SPREAFICO, E. (1869): Saggio sulla geologia dei dintorni di Varese e di Lugano. — *Mem. R. Ist. Lomb. Sci. Lett.*, Vol. XI, Ser. III, Fasc. II.
- NEWELL, N. D., RIGBY, J. K., FISCHER, A. G., WHITEMAN, A. J., HICKOX, J. E. and BRADLEY, J. S. (1953): The permian reef complex of the Guadalupe Mountains region, Texas and New Mexico. — San Francisco (Freeman).
- NOVARESE, V. (1929): La Zona del Canavese e le formazioni adiacenti. — *Mem. descr. Carta Geol. Ital.*, **22**.
- PARONA, C. F. (1889): Note paleontologiche sul Lias inferiore nelle Prealpi Lombarde. — *Rend. R. Ist. Lomb. Sci. Lett.*, Ser. II. **22**.
- (1892): Revisione della fauna liasica di Gozzano in Piemonte. — *Mem. R. Accad. Sc. Torino*, **II/43**.
- (1898): Contribuzione alla conoscenza delle ammoniti liasiche di Lombardia. Parte III: Ammoniti del calcare nero di Moltrasio, Careno, Civate nel bacino lariano. — *Mém. Soc. Pal. Suisse*, **XXV**.
- (1930): Affioramento di terreni mesozoici presso Lavriano Po nella Collina di Torino. — *Atti R. Acc. Sci. Torino*, **65**.
- PASQUARÈ, G. (1960a): Sulla presenza di Nannoconus e Saccocoma nei livelli superiori del «Rosso ad Aptici» di Bellavista. — *Eclogae geol. Helv.* **53/2**.
- (1960b): Su un livello calcareo bioclastico silicizzato nel Titonico del Monte Alto. — *Riv. ital. Pal.*, **66/2**.
- PASQUARÈ, G. e MARIOTTO, M. P. (1961): Le variazioni di facies nel Titonico lombardo. — *Riv. ital. Pal.*, **67/3**.
- PEYRE, Y. (1959): Etudes sur les organismes du Jurassique présentant en section taillée l'aspect des filaments. — *Rev. Micropal.*, **2/2**.
- PLESSMANN, W. (1961): Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. — *Geol. Jb.* **78**.
- POLLINI, A. e CUZZI, G. (1960): Cronostratigrafia del Giura medio-superiore e della Creta inferiore lombardi e significato delle Faune ad aptici. — Milano (Assoc. Sed. ital.).
- POZZI, R. (1960): La fauna liasica dell'alta Valtellina. — *Riv. ital. Pal.*, **66/4**.
- PRACCHI, R. (1954): Il Quaternario nel Lario occidentale. — *Atti Soc. ital. Sc. nat.* **93**.
- RADOMSKI, A. (1958): The sedimentological character of the Podhale Flysch. — *Acta Geol. Polonica*, **8**.
- RASETTI, E. (1897): Il Monte Fenera di Valsesia. — *Boll. Soc. geol. ital.*, **16**.
- RASSMUSS, H. (1912): Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Alta Brianza. — *Geol. Pal. Abh.*, NF. **X/5**.
- REINHARD, M. (1953): Über das Grundgebirge des Sottoceneri im südlichen Tessin. — *Eclogae Geol. Helv.*, **46/2**.
- REINHARD, M. und BERNOULLI, D. (1964): Erläuterungen zu Geol. Atlas der Schweiz: Bl. 1333, Tesserete.
- REMANE, J. (1960): Les formations bréchiqes dans le Tithonique du sud-est de la France. — *Travaux Lab. Géol. Grenoble*, **36**.
- RENFER, H. (im Druck): Beitrag zur Geographie der Valle di Muggio. — *Jber. geogr. Ges. Bern*.

- RENZ, C. (1920): Beiträge zur Kenntnis der Juraformation im Gebiet des Monte Generoso. — *Eclogae geol. Helv.*, 15/5.
- (1922): Einige Tessiner Oberlias-Ammoniten. — *Eclogae geol. Helv.*, 17/2.
- (1925a): Frechiellen und Paroniceraten aus der Brianza und dem Tessin. — *Eclogae geol. Helv.*, 19/2.
- (1925b): Zur Geologie der Umgebung von Lecco in Oberitalien. *Verh. natf. Ges. Basel*, 36.
- (1932): Brachiopoden des südschweizerischen und westgriechischen Lias. — *Abh. schweiz. Pal. Ges.*, 52.
- (1947): Neue Fossilfunde im Südtessin. — *Eclogae Geol. Helv.*, 40/2.
- REPOSSI, E. (1902): Osservazioni stratigrafiche sulla Val d'Intelvi, la Val Solda e la Val Menaggio. — *Atti Soc. ital. Sci. nat.*, 41.
- (1904): Osservazioni geologiche e petrografiche sui dintorni di Musso. — *Atti Soc. ital. Sci. nat.*, 43.
- (1926): La tectonica dei terreni secondari tra Como ed Erba. — *Boll. R. Uff. Geol. Ital.*, 51/8.
- (1929): Il rilevamento della parte orientale dell'Alta Brianza. — *Boll. R. Uff. Geol. Ital.*, 54/1.
- RICKENBACH, E. (1947): Vorkommen von bituminösen Schiefern in: *Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz*. — *Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser.*, 26/1.
- ROESLI, F. (1944): Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden. — *Eclogae geol. Helv.*, 37/2.
- SACCHI-VIALLI, G. e CANTALUPPI, G. (1961): Revisione della fauna di Saltrio, II Le Ammoniti. — *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, 12.
- SANDER, B. (1936): Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. — *Mineral. Petr. Mitt.*, 48.
- (1941): Zum Gesteinscharakter der Hornsteinbreccien des Sonnwendjochgebirges. — *Ber. Reichsstelle Bodenforsch.*
- SCHMIDT, C. und STEINMANN, G. (1890): Geologische Mittheilungen aus der Umgebung von Lugano. — *Eclogae geol. Helv.*, 2/1.
- SCHWINNER, R. (1918): Das Gebirge westlich von Ballino. — *Verh. k.k. geol. Reichsanst.*, 7-8.
- SEILACHER, A. (1954): Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren. — *Ztschr. deutsch. geol. Ges.*, 105.
- (1958): Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. — *Eclogae geol. Helv.*, 51/3.
- SEITZ, O. (1917): Über die Tektonik der Luganer Alpen. — *Verh. nat. hist.-med. Ver. Heidelberg*, NF. 13.
- SENN, A. (1924): Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese. — *Eclogae geol. Helv.*, 18/4.
- SITTER, L. U. DE (1925): Les porphyres luganais entre le Lac de Lugano et le Valganna. — *Leidsche Geol. Med.*, 1.
- (1939a): Les porphyres luganois et leurs enveloppes. — *Leidsche Geol. Med.*, 11.
- (1939b): La géologie des Alpes méridionales d'après les levés récents. — *Geol. en Mijnbouw*, N.S. 1/4.
- (1947): Antithesis Alps-Dinarides. — *Geol. en Mijnbouw*, 9/1.
- (1954): Gravitational Gliding Tectonics, An Essay in Comparative Structural Geology. — *Amer. J. Sci.*, 252.
- (1956): Structural Geology. — New York - London - Toronto (McGraw-Hill Publ. Comp. Ltd.).
- (1963): La structure des Alpes lombardes. — *Livre à la Mémoire du prof. P. FALLOT*. Paris (Soc. geol. France).
- SITTER, L. U. DE and SITTER-KOOMANS, C. M. DE (1949): The Geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy. — *Leidsche Geol. Med.*, 14B.
- SLAVIN, V. I. (1963): Au sujet du Rhétien. — *Mém. B. R. G. M.*, 15.
- SOLLE, G. (1937): Zur Entstehung der Kieselgallen. — *Senckenbergiana Bd. 19*, Nr. 5/6.
- (1960): Synsedimentäre Bruchtektonik im Südwestteil der rheinischen Geosynklinale im epirogenen Stadium. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 88.
- SORDELLI, F. (1896): *Flora fossilis insubrica*. — Milano (Cogliati).
- SPITZ, A. (1919): Liasfossilien aus dem Canavese. — *Verh. Geol. Reichsanst.*, 11.
- STAUB, R. (1949): Betrachtungen über den Bau der Südalpen. — *Eclogae Geol. Helv.*, 42/2.
- STEIGER, R. (1962): Geologie der Val Trupchum. Diplomarbeit ETH, Zürich (Manuskript, unpubliziert).
- STOPPANI, A. (1857): *Studii geologici e paleontologici sulla Lombardia*. — Turati, Milano.
- STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz, I*. — Bern und Zürich.
- STURANI, C. (1962): Il complesso sedimentario autoctono all'estremo nord-occidentale del massiccio dell'Argentera. — *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 22.

- SUJKOWSKI, ZB.L. (1957): Flysch Sedimentation. — Bull. Geol. Soc. Amer., 68/5.
- TARAMELLI, T. (1880): Il canton Ticino meridionale ed i paesi finitimi. — Mat. Carta geol. Svizzera, 17.
- TEICHMÜLLER, R. (1929): Zur Frage des Alters der tektonischen Bewegungen in den südlichen Kalkalpen (westlich des Tagliamento). — Zschr. Deutsche Geol. Ges., 81.
- TERCIER, J. (1947): Le Flysch dans la sédimentation alpine. — Eclogae geol. Helv., 40/2.
- TRAUTH, F. (1930): Aptychenstudien. III.—V. — Ann. Nat. Mus. Wien, 44.
- TREVISAN, L. (1939): Il gruppo di Brenta. — Mem. Ist. geol. R. Univ. Padova, 13.
- TRÜMPY, E. (1930): Beitrag z. Geologie der Grignagruppe am Comersee. — Eclogae geol. Helv., 23/2.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps. — Bull. Geol. Soc. Amer., 71/6.
- ULRICH, R. (1960): Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. — Geologica bavarica, 41.
- VECCHIA, O. (1946): Sulla presenza del Lotaringiano nel «Medolo» del Montisola. — Riv. ital. Pal., 52/4.
- (1950): Stratigrafia retica del Sebino occidentale. — Riv. ital. Pal., 56.
- (1957): Significato del fascio tettonico giudicario-atesino. — Boll. Soc. geol. ital., 76/1.
- VENZO, S. (1952): Nuove faune ad ammoniti del Domeriano-Aleniano dell'Alpe Turati e dintorni. — Atti Soc. ital. Sci. nat., 91.
- (1954): Stratigrafia e tettonica del Flysch del Bergamasco e della Brianza orientale. — Mem. descr. Carta geol. Ital., 31.
- VENZO, S. e MAGLIA, L. (1947): Lembi Carboniferi trasgressivi sui Micascisti alla «Fronte Sedimentaria Sudalpina» del Comasco (Acquasera di Menaggio-Bocchetta di S. Bernardo) e del Varesotto (Bedero). — Atti Soc. ital. Sci. nat., 86.
- VIALLI, V. (1949a): Di una nuova pianta fossile del Lias lombardo. — Atti Soc. ital. Sci. nat., 88.
- (1949b): Nuova fauna ad ammoniti del Barremiano superiore lombardo. — Atti Soc. ital. Sci. nat., 88.
- (1959): Ammoniti Sinemuriane del M. Albenza. — Mem. Soc. ital. Sc. nat., 12/3.
- VOIGT, E. (1962): Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westf. als Folge einer Grossgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid-Problems. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 31.
- VONDERSCHMITT, L. (1937): Die Luganer Hauptverwerfung bei Melano und die als Überschiebung gedeutete Sackung von Castelletto. — Eclogae Geol. Helv., 30/2.
- (1940): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den Süd-Tessin. — Eclogae Geol. Helv., 33/2.
- Abschliessender geologischer Bericht über die Untersuchung des bituminösen Schiefers von Arogno. 26. Januar 1946. Bureau für Bergbau.
- (1953a): Steinbrüche von Arzo. In: Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. gemeinsam mit der Schweiz. Min. Petr. Ges. im Südtessin, in der Umgebung von Locarno und im oberen Valle Maggia. — Schweiz. min.-petr. Mitt., 33.
- (1953b): Faziesverhältnisse und mögliche Kohlenwasserstoff-Vorkommen des Sottoceneri. — Bull. Verb. schweiz. Petrol. Geol. Ing., 20.
- WEBER, F. (1934): Geologischer Führer der Schweiz, Exkursion Nr.70 B: Monte Generoso-Breggiaschlucht-Mendrisio-Arzo-Serpiano, Basel (Wepf).
- (1948): Lugano und Sottoceneri: Geologie. — Schweizerische Alpenposten, Bern (PTT-Direktion).
- WIEDENMAYER, F. (1963): Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona. — Eclogae geol. Helv., 56/2.
- WINKLER, A. (1925): Über die Bildung mesozoischer Hornsteine. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., NF. 38.
- WIRZ, A. (1945): Beiträge zur Kenntnis des Ladinikums im Gebiet des Monte San Giorgio. — Schweiz. Pal. Abh., 65.
- ZANMATTI-SCARPA, C. (1957): Studio di alcune «microfacies» del Bresciano. — Boll. Serv. geol. Ital., 78/4-5.

Verzeichnis der geologischen und topographischen Karten

a) Geologische Karten

Geologische Karte der Schweiz, 1:100 000 (Schweiz. Geol. Komm.): Bl. XXIV Lugano-Como, 1876.

Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200 000 (Schweiz. Geol. Komm.): Bl. 7 Ticino, 1955; Bl. 8 Engadin, im Druck.

Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25 000 (Schweiz. Geol. Komm.): Bl. 1333 Tesserete, 1962; Bl. 1353 Lugano, in Vorbereitung.

Carte geologica d'Italia, 1:100 000 (Serv. geol. Ital., Roma): F. 30 Varallo, 1927; F. 31 Varese, 1932; F. 32 Como, 1937; F. 33 Bergamo, 1954; F. 43 Biella, 1933.

b) Topographische Karten

Landeskarte der Schweiz 1:25 000: Bl. 1353 Lugano; Bl. 1373 Mendrisio; Bl. 1374 Como.

Landeskarte der Schweiz, 1:50 000: Bl. 286 Malcantone; Bl. 287 Menaggio; Bl. 296 Chiasso; Bl. 297 Como.

Einleitung

Allgemeiner Rahmen

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der stratigraphischen und strukturellen Entwicklung eines Ausschnittes der sedimentären Bedeckung der westlichen Südalpen, welche als schmale, langgestreckte Zone zwischen Ivrea und dem Gardasee den sichtbaren Südrand der Alpenkette bilden. Von den zentralen Alpen sind die Südalpen durch die markante Störung der Iorio-Tonale-Linie getrennt. Die südalpinen Sedimente überlagern transgressiv ein älteres, hercynisches Grundgebirge, das insubrische Kristallin oder Seengebirge. Dieses Kristallin verbindet sich mit den Kristallinmassen der oberostalpinen Decken (Ötztal, Silvretta, Campo) zu einer petrographischen Einheit. Ebenso bilden während des Mesozoikums der lombardische Abschnitt der Südalpen und der oberostalpine Bereich einen einheitlichen Ablagerungsraum. Erst in relativ spätalpinen Zeit wurden die oberostalpinen Decken durch die gewaltigen Dislokationen an der Iorio-Tonale-Linie von ihrem autochthonen Rückland, den lombardischen Alpen, getrennt.

Entsprechend ihrem «autochthonen» Charakter – grössere Decken fehlen, abgesehen von den Gleitdecken der Bergamasker Alpen, vollständig – eignen sich die Südalpen für die Erforschung der Vorgeschichte eines Teiles des alpinen Orogens ausgezeichnet. Während in den Zentral- und Nordalpen einst benachbarte Abschnitte des ursprünglichen Ablagerungsraumes heute oft weit voneinander getrennt in verschiedenen tektonischen Einheiten liegen, finden wir sie in den Südalpen im wesentlichen ungestört und leichter deutbar nebeneinander. Hier lassen sich die Modellvorstellungen, von welchen die Rekonstruktion der Vorgeschichte der Alpen ausgeht, mit grösserer Sicherheit überprüfen und ergänzen. Die Beurteilung der paläogeographischen Entwicklung der Südalpen kann uns deshalb wichtige Hinweise über die Entwicklung der alpinen Geosynklinale geben.

Von besonderem Interesse ist in diesem Zusammenhang das Problem der Luganer Linie. Bereits beim ersten Betrachten einer geologischen Karte der Südalpen (z. B. Geol. Generalkarte der Schweiz, Bl. 7) fallen die beträchtlichen Unterschiede zwischen westlichen und östlichen Luganer Alpen auf. Längs einer N-S-verlaufenden Störung, welche sich über mehr als 20 km verfolgen lässt, stossen permische Vulkanite und triadische Dolomite im Westen an mächtige Kieselkalke des unteren Lias, welche beinahe vollständig das ganze Gebiet zwischen Luganer- und Comersee aufbauen. Eng verknüpft mit der Abschiebungszone der Luganer Linie ist der Fazieswechsel, der sich in ihrem Bereich im Rhät und im unteren Lias feststellen lässt. An die Stelle einer mehrere tausend Meter mächtigen Serie rhätischer Mergel, Kalke und Dolomite und liasischer Kieselkalke im Osten treten westlich der Störung nurmehr geringmächtige Ablagerungen von Rhät und Lias in ganz besonderer Fazies: Einem östlichen Generoso-Becken lässt sich im Westen eine Hochzone, die Luganer Schwelle, gegenüberstellen. Die Ablagerungen der Luganer Schwelle, deren bekanntestes Glied seit langem die bunten «Marmore» des Lias von Arzo darstellen, haben in jüngster Zeit durch F. WIEDENMAYER (1963) eine erschöpfende Behandlung erfahren. Dabei ergab sich als wichtigstes Ergebnis das Bild einer intensiven rhätisch-liasischen Dehnungstektonik, welche genetisch eng mit der Absenkung des Generoso-Beckens längs der Luganer Linie verbunden ist. Unsere Arbeit schliesst damit an die Arbeit von WIEDENMAYER an. Sie befasst sich in erster Linie mit der geologischen Geschichte von Luganer Linie und Generoso-Becken.

Die Grundlage unserer Arbeit bildet die geologische Kartierung der westlichen Teile der Gruppe des M. Generoso, welche die Berge zwischen Luganer- und Comersee aufbaut. Fig. 1 zeigt die Lage des untersuchten Gebietes. Die N- und W-Grenzen des kartierten Gebietes folgen geologischen oder geographischen Grenzen: im Norden trennt der Porlezza-Arm unser Gebiet vom nördlich anschliessenden Arbeitsgebiet von P. LEHNER (1952), im Westen bildet die Luganer Linie die Grenze gegen die permischen Vulkanite, welche zur Zeit von A. SPICHER neu bearbeitet werden. Den E-Rand bildet die E-Grenze von Blatt Lugano der

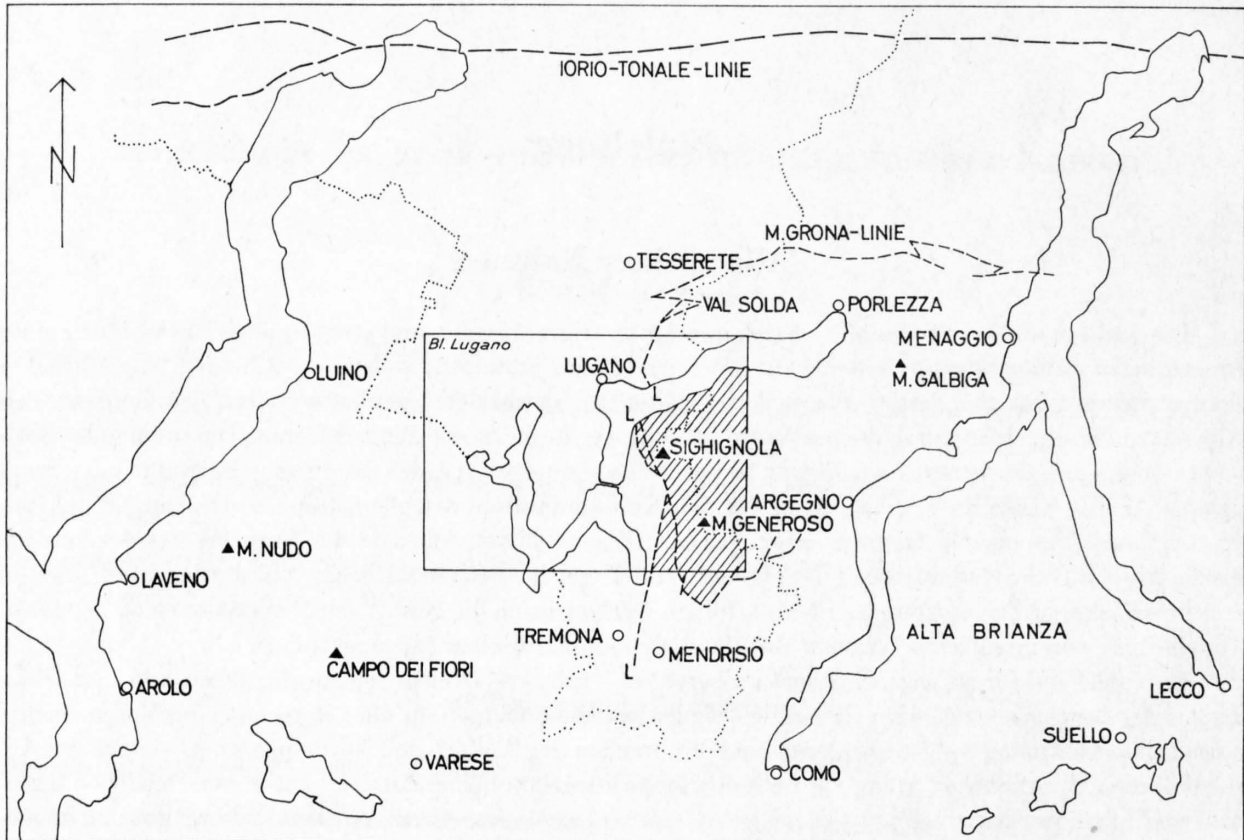


Fig.1. Topographische Übersicht und Lage des untersuchten Gebietes (schraffiert). 1:400000.
L - L = Luganer Linie

schweizerischen Landeskarte, sie entspricht etwa einer Linie von Portofranco über den M. Cecci nach dem Pizzo della Croce. Im Süden griffen wir etwas über Blatt Lugano hinaus: wir wählten als natürliche Grenze die Generoso-Überschiebung, welche sich von Bella Vista über Balduana, Muggio und Alpe Bonello ins Val d'Intelvi verfolgen lässt. Öfters waren wir gezwungen, über dieses eigentliche Arbeitsgebiet hinauszugreifen; dies gilt besonders für das tektonisch noch völlig unbekannte Gebiet der Valle d'Intelvi, welches im Osten an unser Gebiet anschliesst, und für die Probleme, welche sich bei der Rekonstruktion der mesozoischen Paläogeographie ergaben.

Historisches

Die geologische Literatur des Luganer Gebietes ist ausserordentlich umfangreich¹⁾. Die Anfänge der geologischen Erforschung reichen bis ins späte 18. und ins beginnende 19. Jahrhundert zurück. Im Vordergrund des Interesses standen in dieser ersten Zeit die Luganer Porphyre und ihre Entstehung (L. von Buch, 1827). Um die Mitte des 19. Jahrhunderts befasste sich die geologische Forschung vor allem mit paläontologischen und stratigraphischen Fragen (P. Merian, 1854; A. Stoppani, 1857; G. Curioni; G. Negri und E. Spreafico, 1869; T. Taramelli, 1880). Während die Gliederung der südalpinen Trias-Massen noch grosse Schwierigkeiten bot – sie kam für das Luganer Gebiet erst mit der Arbeit von A. Frauenfelder (1916) zu einem befriedigenden Abschluss –, ergab sich für Jura und Kreide, hauptsächlich wegen der ausgeprägten lithologischen Merkmale und der reichen Fossilführung, eine brauchbare Stratigraphie. Von besonderer

¹⁾ Unser Literaturverzeichnis erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Besonders für die ältere Literatur verweisen wir auf die sorgfältige Bibliographie von A. Desio (1957). Für die Herkunft und Diskussion der stratigraphischen Bezeichnungen sei auf das stratigraphische Lexikon (Lexique Stratigraphique International, I/7c) verwiesen. In diesem Zusammenhang wichtige stratigraphische und paläontologische Literatur ist dort zitiert. Das Schrifttum über den Lias von Arzo hat F. Wiedenmayer (1963) ausführlich diskutiert.

Bedeutung ist dabei die Erkenntnis, dass der dunkle Kieselkalk des M. Generoso und die bunten Marmore von Arzo nach ihrem übereinstimmenden Fossilinhalt gleichaltrige Ablagerungen verschiedener Fazies sind (MERIAN, 1854; STOPPANI, 1857). Die abweichende Fazies der Marmore von Arzo wurde allerdings noch auf eine Metamorphose des Kieselkalkes zurückgeführt und die heteropischen Ablagerungen des unteren Lias von STOPPANI gesamthaft unter der Bezeichnung «Formazione di Saltrio», einem chronostratigraphisch verstandenen Sammelbegriff für den unteren Lias, zusammengefasst. Eine Differenzierung der komplizierten Lias-Stratigraphie zeichnet sich erst in den letzten Jahren des 19. Jahrhunderts ab. Wir verdanken sie vor allem den sorgfältigen, paläontologisch gut dokumentierten Arbeiten von C.F. PARONA und G. BONARELLI.

In der Arbeit von C. SCHMIDT und G. STEINMANN (1890) spielen zum erstenmal paläogeographische Überlegungen eine Rolle: im Gegensatz zur Mehrzahl der italienischen Autoren, welche weiterhin von STOPPANIS klassischem Schema lückenloser Sedimentation ausgingen (vgl. F. WIEDENMAYER, 1963, p. 533–536), deutete SCHMIDT die besonderen Lagerungsverhältnisse des Lias von Arzo als Transgression auf den norischen Hauptdolomit. Gleichzeitig wies er auf die Absenkung des Generoso-Gebietes längs der Luganer Linie hin.

Mit der detaillierten Bearbeitung kleinerer Gebiete (E. REPOSSI, 1902; A. VON BISTRAM, 1903b) wandte sich das Interesse der Geologen vermehrt tektonischen Problemen zu. A. VON BISTRAM folgt im wesentlichen dem Konzept SCHMIDTS, spricht sich aber bereits deutlich für eine synsedimentäre Absenkung des Kieselkalkgebietes östlich der Luganer Hauptverwerfung aus.

Von grösster Wichtigkeit für die geologische Erforschung des schweizerischen Anteils der Südalpen ist heute noch die Arbeit von A. FRAUENFELDER (1916). In ihr finden wir sowohl eine mit Fossilfunden belegte Gliederung der Luganer Trias wie auch eine im wesentlichen heute noch gültige Darstellung der Tektonik. Die stratigraphischen Besonderheiten an der Trias-Jura-Grenze erklärt FRAUENFELDER mit einer weiträumigen norisch-rhätischen Aufwölbung im Gebiet von Arzo-Tremona, welche während des unteren Lias durch eine Transgression von Osten und Westen sukzessive überflutet wurde (vgl. FRAUENFELDER, pl. 4). Das Vorkommen von «Hierlatzkalken» innerhalb der Kieselkalke des Generoso-Gebietes deutet FRAUENFELDER als lokale Regressionserscheinungen innerhalb der grossen Transgression. Entsprechend bezeichnet er den lombardischen Kieselkalk als «transgredierende Formation».

An die Arbeit von FRAUENFELDER reihen sich in den folgenden Jahren eine grosse Anzahl regionaler Arbeiten im Westen wie im Osten (A. SENN, 1924; P. LEUZINGER, 1926; J. VAN HOUTEN, 1929; H. RASSMUS, 1912; E. REPOSSI, 1926, 1929; A. DESIO, 1929). Sie bringen uns eine Fülle neuer stratigraphischer Daten sowie die Erweiterung des tektonischen Bildes FRAUENFELDERS weit über die Landesgrenzen hinaus. A. SENN verdanken wir vor allem eine Vermehrung unserer Kenntnis über die Lias-Transgression von Arzo und in den westlich anschliessenden Gebieten (s. F. WIEDENMAYER, 1963). Wesentliche Beiträge zur Stratigraphie der jüngeren Sedimente, vom mittleren Lias bis zur unteren Kreide, leisteten vor allem C. RENZ (1920–1947), L. VONDERSCHMITT (1940), D. T. DONOVAN (1958), H. GRUNAU (1959) und G. PASQUARÈ (1960, 1961).

Das Problem der Luganer Linie wurde nach FRAUENFELDER mit rein tektonischen Argumenten zu lösen versucht. Wir werden im tektonischen Teil die vorgeschlagenen Lösungen (DOEGLAS, DE SITTER, STAUB) im einzelnen diskutieren. Dagegen hat L. VONDERSCHMITT verschiedentlich (1940, 1953a, 1953b, in KUHN-SCHNYDER und VONDERSCHMITT, 1953) auf eine alte Anlage der Luganer Linie hingewiesen. Von seinen Arbeiten ausgehend konnte F. WIEDENMAYER (1963) die Geschichte der rhätisch-liasischen Tektonik im Raum unmittelbar westlich der Luganer Linie rekonstruieren. Die alte Anlage der Luganer Linie selbst geht, wie die Arbeiten von P. LEHNER (1952) und G. SOLLE (1960) sowie unsere eigenen Ergebnisse zeigen, aus den Besonderheiten der liasischen Sedimentation im Generoso- und im M.-Boglia-Gebiet hervor. Wir selbst stellten uns im besonderen die Aufgabe, die Beziehungen zwischen Sedimentation und syngenetischer Tektonik zu studieren und so das paläogeographische Bild der westlichen Südalpen erweitern zu helfen. Wir sind uns bewusst, dass unsere Beobachtungen in mancher Hinsicht unvollständig sind, dass insbesondere eine quantitative Behandlung vieler Probleme, vor allem der sedimentologischen Beobachtungen im Rahmen des ziemlich grossen Arbeitsgebietes, unterbleiben musste, hoffen aber, mit unserer Arbeit zur Verfolgung dieser spannenden Probleme anzuregen.

Zum besseren Verständnis sei nochmals auf das bald erscheinende Blatt Lugano des geologischen Atlas der Schweiz hingewiesen. Sämtliche topographischen Bezeichnungen beziehen sich auf die Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25000. Dies gilt auch für das italienische Gebiet.

Stratigraphie

A. Servino-Verrucano-Serie

Das tief verwitterte und erodierte hercynische Grundgebirge der Südalpen wird von den klastischen und vulkanischen Ablagerungen des Perm und der unteren Trias diskordant überlagert. Diese Gesteine wurden im Luganer Gebiet von P. LEHNER (1952) unter der Bezeichnung Servino-Verrucano-Serie zusammengefasst. Die Bezeichnungen Servino und Verrucano werden dabei lediglich im ursprünglichen lithologischen Sinne verstanden, wie sie in die geologische Literatur der Südalpen eingeführt wurden (vgl. P. LEHNER, l. c., p. 103/104; *Lexique stratigraphique international*, I/7 c, Servino-Verrucano-Serie). Unter die Bezeichnung Verrucano fallen bunte, grobe Konglomerate und brecciöse Sandsteine, unter Servino feinkörnige, grüne und weinrote Sandsteine und Tone. In den Bergamasker Alpen lassen sich Verrucano und Servino nach den vorherrschenden lithologischen Typen in einen wahrscheinlich oberpermischen Verrucano und einen skythischen Servino trennen (z. B. J. J. DOZY [1935 b]; L. U. und C. M. DE SITTER, 1949). Eine Übertragung der dortigen Verhältnisse auf die Luganer Alpen ist jedoch nicht möglich; Servino- und Verrucano-Gesteine sind hier auf mannigfaltige Weise miteinander verknüpft und untrennbar verbunden. Eine willkürliche stratigraphische Unterscheidung von Verrucano und Servino im Luganer Gebiet hat wiederholt zu Missverständnissen geführt.

An der Basis der permischen Ablagerungen finden wir überall in den Südalpen eine in Mächtigkeit und Ausbildung stark wechselnde Serie basaler Konglomerate, Sandsteine und Tuffe.

P. KELTERBORN (1923, p. 158) verglich diese basalen Konglomerate mit dem fossilbelegten Karbon von Manno nördlich Lugano (mittleres Westphalien nach W. J. JONGMANS, 1960, p. 95), als deren unmittelbar Hangendes er sie auffasste. Er stellte sie deshalb ins obere Karbon. Von den folgenden Autoren, J. VAN HOUTEN (1929, p. 5–7), S. VENZO und L. MAGLIA (1947, p. 64/65) wurden die basalen Konglomerate in Anlehnung an KELTERBORN direkt mit dem Karbon von Manno parallelisiert. Nach den sorgfältigen Untersuchungen von M. REINHARD (1953), P. GRAETER (1951) und P. LEHNER (1952) sind die Karbonkonglomerate von Manno und der M.-Grona-Linie von den basalen Konglomeraten der permischen Vulkanite durch eine letzte Phase der hercynischen Orogenese getrennt. Auch lithologisch lassen sich Karbon und Basalkonglomerat deutlich unterscheiden: die Karbonkonglomerate sind im Gegensatz zu denen des Basalkonglomerats gerundet und auch etwas besser sortiert, es finden sich auch keine vulkanischen Komponenten unter ihnen. Wenn wir an dieser Stelle nochmals kurz auf diese Dinge zurückkommen, so deshalb, weil in neueren italienischen Arbeiten Basalkonglomerat und Karbon von Manno erneut parallelisiert werden (P. BAGGIO und L. DE MARCO, 1960, p. 7).

Nach einer ersten explosiven Förderung saurer Gesteine, die überall im Luganese und im Varesotto die Basis der permischen Vulkanite bilden, wurde südlich und südwestlich von Lugano eine mächtige, wechselreiche Serie vulkanischer und subvulkanischer Gesteine, Porphyrite und Quarzporphyre mit ihren Tuffen, Granophyre, abgelagert. Sie erreichen am Luganersee eine Mächtigkeit von gegen 1000 m. Nordwestlich der Val-Cuvia-Senke finden sich über den basalen Konglomeraten nurmehr dünne Lagen von Porphyriten und Quarzporphyrtuffen (GRAETER, BAGGIO und DE MARCO), östlich Lugano sind nur noch geringmächtige Quarzporphyrtuffe am M. Brè erhalten (P. LEHNER). Für das zentrale Luganer Gebiet zeichnet L. U. DE SITTER (1939 a) in anschaulicher Weise das Bild eines oder mehrerer Stratovulkane, die bereits während ihrer Tätigkeit der Erosion unterworfen waren. Nach seiner Meinung kam die vulkanische Tätigkeit mit der Bildung eines riesigen Doms von Granophyren zum Abschluss. Die Beziehungen der Granophyre zu den anderen Produkten des Luganer Vulkanismus und das Problem ihrer Platznahme sind jedoch noch nicht völlig geklärt (vgl. z. B. M. GOVI, 1960, p. 24–26).

In Analogie zu den Bozener Porphyren lässt sich für den Luganer Vulkanismus ebenfalls unterpermisches Alter annehmen. Ebenso wurden die Effusiva der Collio-Serie der Brescianer Alpen durch Pflanzenfunde als unterpermisch bestimmt (DOZY, 1935 b, p. 50). Mit dem Baveno-Granit, dessen absolutes Alter kürzlich

als Perm bestimmt wurde (JÄGER und FAUL, 1959, p. 1555), stimmen die Granophyre des Luganese chemisch und mineralogisch überein.

Während des unteren und oberen Perms war das Luganer Vulkangebiet gegenüber den Bergamasker Alpen morphologisch ein Hochgebiet. Die pelitischen Sedimente des unterpermischen Collio-Troges und ihre submarinen Ergussgesteine gehen gegen Westen in grobe Konglomerate und kontinentale vulkanische Ablagerungen über. Während des oberen Perms lieferten die Luganer Vulkane Material zu den bis gegen 1000 m mächtigen Verrucano-Ablagerungen der Bergamasker Alpen.

Erst mit dem Skythien tritt das Luganer Gebiet in den Bereich der marinen Sedimentation: eine 100 bis 200 m mächtige Folge von Servino-Verrucano-Gesteinen überlagert transgressiv die permisch tief verwitterten Vulkanite (M. S. Giorgio, A. FRAUENFELDER, 1916, p. 256/257) und das Grundgebirge (Denti della Vecchia, LEHNER, l. c., p. 103–111). In unserem eigenen Arbeitsgebiet ist der Kontakt mit den permischen Vulkaniten nicht sichtbar. Die Servino-Verrucano-Serie selbst ist im Steinbruch von Valdancio nördlich Campione ausgezeichnet aufgeschlossen. Quarzknauerkonglomerate (Verrucano), bunte Konglomerate und brecciöse Sandsteine (bunter Verrucano) wechsellagern mit bunten glimmerreichen Tonen und Sandsteinen (Servino), Arkosen und sandigen Dolomiten. Die einzelnen lithologischen Typen wurden von P. LEHNER (l. c., p. 104/105) eingehend beschrieben. Weitere kleinere Aufschlüsse beschränken sich auf die Salvatore-Synklinale oberhalb von Campione (Fig. 41).

Die skythischen Verrucano-Gesteine des Luganese lassen sich lithologisch nicht vom oberpermischen Verrucano der Bergamasker Alpen unterscheiden (DE SITTER, 1949, p. 125). J. J. DOZY (1935b, p. 59) und DE SITTER (1949, p. 125) trennten deshalb die Verrucano-Konglomerate von S. Martino am M. S. Salvatore, welche denjenigen von Campione entsprechen, vom skythischen «Servino» FRAUENFELDERS und SENNS. DOZY betrachtet den Verrucano von S. Martino als skythisch, fasst ihn aber als kontinentale Ablagerung und als etwas älter als den marinen Servino auf. DE SITTER stellt ihn wegen der lithologischen Identität mit dem Verrucano der Bergamasker Alpen ins obere Perm. Es besteht jedoch keine Veranlassung – weder auf Grund der Lithologie noch der stratigraphischen Abfolge –, die Konglomerate von S. Martino von der marinen skythischen Serie abzutrennen: am M. S. Giorgio treten Verrucano-Konglomerate in Wechsellagerung mit Servino-Gesteinen auf, welche marine Fossilien des oberen Skythien führen (H. REICH, 1912; A. FRAUENFELDER, 1916, p. 259). Das Auftreten grobklastischer Verrucano-Gesteine im Skythien des Luganer Gebietes ist bei der von Osten nach Westen vorrückenden Transgression ohne weiteres verständlich.

Mit P. LEHNER (l. c., p. 110) halten wir die skythischen Sedimente der Servino-Verrucano-Serie für die strandnahen Sedimente eines weiträumigen Flachmeeres, das von Osten nach Westen über ein stark eingeebnetes Gebiet transgredierte. Während das Skythien der Bergamasker Alpen den oberpermischen Verrucano ohne Schichtlücke überlagert, setzt die Transgression der skythischen Servino-Verrucano-Sedimente westlich des Comersees gegen Westen immer später ein. An der Gaeta nördlich Menaggio erreichen sie noch ungefähr 200 m Mächtigkeit (P. LEHNER, p. 107–109), vom M. S. Giorgio verringert sich die Mächtigkeit von 100–120 m auf 30–50 m in der Valganna (A. SENN, 1924, p. 556). Am Westende des Campo dei Fiori und im Gebiet des M. Nudo überlagern die anisischen Dolomite mit groben basalen Breccien Grundgebirge und permische Vulkanite (J. VAN HOUTEN, 1929, p. 8).

B. Salvatore-Dolomit

1. Übersicht und Definition

Die mittlere Trias ist in den ganzen Südalpen marin ausgebildet. Sie ist gekennzeichnet durch schroffe Fazieswechsel zwischen monotonen, meist nicht weiter unterteilbaren, grösstenteils dolomitischen «Riffkomplexen» und Bezirken «normaler Fazies», reichgegliederten Serien mariner Kalke, Mergel und Sandsteine mit Einschaltungen basischer bis intermediärer Eruptivgesteine. Diese Heteropien machten die stratigraphische Erforschung der ost- und südalpinen Trias überaus schwierig, so dass erst zu Beginn unseres Jahrhunderts eine gesicherte stratigraphische Gliederung vorlag. Bis zu diesem Zeitpunkt spiegelt die Erfor-

schungsgeschichte der Luganer Trias lediglich den Stand der Auseinandersetzung um die Gliederung der ostalpinen Trias, insbesondere um die Stellung der Fauna von Esino, welche für die lombardische Trias eine Art Schlüssel bildete. Mit der Arbeit von A. FRAUENFELDER kam auch der Streit um die Luganer Trias zur Ruhe. Wir verdanken ihr eine stratigraphische Gliederung der Trias, welche in ihren Grundzügen mit unseren heutigen Kenntnissen übereinstimmt. Für die historische Entwicklung der Kenntnisse können wir deshalb auf seine Arbeit verweisen.

Im Luganer Gebiet gehen die Gesteine der Servino-Verrucano-Serie gegen oben in sandige und mergelige Dolomite über, an deren Stelle in raschem Wechsel zuerst plattige, dann massige Dolomite treten. Mit zunehmender Subsidenz kommt es vom oberen Anisien an zu einer ausgeprägten faziellen Differenzierung. Im allgemeinen ist die gesamte mittlere Trias als mächtiger, 400–1500 m mächtiger Dolomitkomplex ausgebildet, dessen anisischer und ladinischer Anteil sich meist nicht trennen lassen. Wir bezeichnen ihn nach dem am längsten bekannten Vorkommen im Luganese als Salvatore-Dolomit (vgl. Lexique stratigraphique internat., 7c). Paläontologisch nachgewiesen sind *Trinodosus*-Fauna und ladinische Fauna von Esino, lithologisch überwiegen graue «Allerweltsdolomite», welche sich im Handstück nicht von solchen des Hauptdolomits unterscheiden lassen. Einzig im Gebiet des M. S. Giorgio ermöglichen zahlreiche Leithorizonte eine detaillierte Gliederung, welche in groben Zügen von A. FRAUENFELDER entworfen und später von A. WIRZ (1945) verfeinert wurde. Nach ihren Angaben finden wir dort folgende Entwicklung:

Die Gesteine der Servino-Verrucano-Serie des M. S. Giorgio gehen rasch in zunächst plattige, dann massige Dolomite über, welche reich an Diploporen sind. A. FRAUENFELDER bezeichnet diese Dolomite als Mendola-Dolomit, da diese Bezeichnung jedoch zu Missverständnissen führt, nennen wir sie kurz anisische Dolomite¹⁾. Sie werden von einer 8–12 m mächtigen Zone bituminöser, feinschichtiger Dolomite und bituminöser Tonschiefer (Grenzbitumenzone) überlagert, welche eine reiche Fauna von Wirbeltieren und Mollusken geliefert hat. Auf Grund der Ceratiten (*Ceratites trinodosus*) stellt sie FRAUENFELDER an die obere Grenze des Anisien und bezeichnet sie als Grenzbitumenzone. Über der Grenzbitumenzone finden wir zunächst dünnbankige, tonige Dolomite, Dolomitmergelschiefer mit Einlagerungen intraformationaler Breccien und vulkanischer Tuffe (ladinischer Dolomit). Darüber folgt eine etwas über 600 m mächtige Folge von plattigen Kalken, Mergeln, Kalkschiefern, wiederum mit Einlagerungen von Tuffen (Meride-Kalke). Sie werden durch ein ca. 30 m mächtiges Dolomitband in einen geringeren unteren Teil (80 m) und einen ungefähr 500 m mächtigen oberen Teil getrennt. Innerhalb der oberen Meride-Kalke tritt gegen oben eine zunehmende Vermergelung der Serie und eine Verarmung der Fauna ein. Baryt und Gips zeigen zunehmend evaporitische Verhältnisse an, und wir finden einen kontinuierlichen Übergang zu den Raiblerschichten.

2. Der Salvatore-Dolomit nördlich Campione

Gesteine der mittleren Trias treten in unserem Arbeitsgebiet einzig westlich der Luganer Linie im Bereich der Salvatore-Synklinale auf. Sie sind fast vollständig in der typischen Fazies des Salvatore-Dolomits ausgebildet. Nördlich von Campione sind sie längs des Sees als N-fallende Serie durchgehend aufgeschlossen (Fig. 41 und Fig. 47). Im Steinbruch von Valdancio nördlich Campione finden wir den gleichen Übergang zwischen Servino-Verrucano-Serie und den plattigen Dolomiten an der Basis des Salvatore-Dolomits, wie ihn FRAUENFELDER aus dem S.-Giorgio-Gebiet beschreibt. In den höchsten Partien der Servino-Verrucano-Serie treten vorwiegend sandige Dolomite und brecciöse Sandsteine mit dolomitischer Matrix auf. Gegen oben folgen tektonisch leicht gestörte, mergelige und sandige Dolomite und Dolomitmergel; nach wenigen Metern treten plattige Dolomite hinzu, welche rasch überhand nehmen und nur noch selten Lagen von

¹⁾ Der Name Mendola-Dolomit wurde als lithostratigraphische Bezeichnung für die Dolomitserie des Mendola-Passes in die geologische Literatur eingeführt (RICHTHOFEN, 1859) und im folgenden auf die anisischen Dolomite der Südalpen übertragen, so auch von FRAUENFELDER auf diejenigen des M. S. Giorgio, übertragen. Da an der Typlokalität der Mendola-Dolomit ladinischen Alters ist, ist die Bezeichnung als Sammelbegriff der anisischen Dolomite abzulehnen. Das Beispiel des Mendola-Dolomits zeigt deutlich, dass es bei den ausgeprägten Heteropien der südalpinen Trias wenig sinnvoll ist, lithostratigraphischen Bezeichnungen eine chronologische Bedeutung beizugeben sowie die lithostratigraphischen Begriffe zu so weitreichenden Korrelationen zu benutzen (vgl. Lexique strat. internat. I/11, p. 44/45).

Dolomitmergeln aufweisen. Die Dolomitmergel enthalten zuweilen stark zersetzte Feldspäte, welche möglicherweise vulkanischen Ursprungs sind. Tuffitische Gesteine treten im untern Teil des Salvatore-Dolomits am M. Caslano auf (F. HOFMANN, 1956). Nach ungefähr 50 Metern Mächtigkeit finden wir massige Dolomite, die an einer unbedeutenden, NE-fallenden Scherfläche den plattigen Dolomiten leicht aufgeschoben sind. Einzelne Partien dieser massigen Dolomite lassen trotz der starken Rekristallisation noch ursprüngliches, sedimentäres Gefüge und Fossilieninhalt erkennen (vgl. B. SANDER, 1936):

DS: Massiger Salvatore-Dolomit, Steinbruch von Fornace, Steinbruchwand nächst dem südlichen Kalkofen. (* in Fig. 47).

Im Dünnschliff erweist sich das Gestein als völlig erfüllt von Diploporen, deren Lumina und Aussenwände, wie auch die übrigen bioklastischen Komponenten, von dunklem, sehr feinkörnigem, ? biogenem Material umkrustet sind. Dieses zeigt durch teilweise Rekristallisation scheckiges, kavernöses Gefüge. Teilweise sind Lumina und Zwickel völlig von dieser Masse erfüllt, die verbleibenden Hohlräume sind von verschiedenen Generationen mittel- bis grobkörnigen Dolomits erfüllt. Die Diploporenskelette sind in ein grobkörniges Dolomitmosaik umgewandelt, welches der jüngsten Generation der Dolomitspatiation entspricht.

Agglutinierte Foraminiferen: *Trochammina* sp., *Ammobaculites* sp.

DS: Massiger Salvatore-Dolomit, Steinbruch von Fornace, einige Meter über der zuerst beschriebenen Probe. Fig. 2.

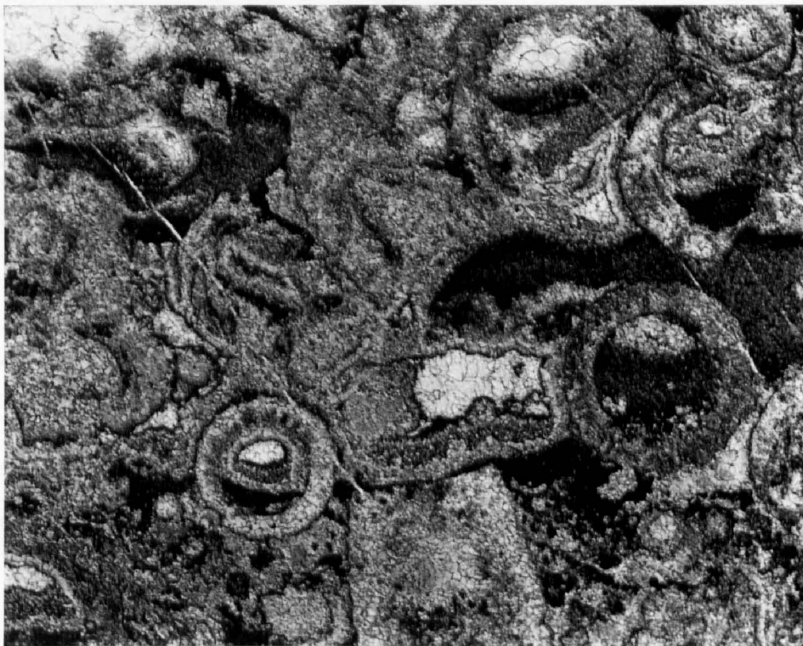


Fig. 2. Geopetal-Gefüge im Salvatore-Dolomit.

8 ×. Steinbruch von Fornace N Campione (Beschreibung im Text)

In dieser Probe treten die biogenen Krusten fast vollständig zurück. In den Diploporen-Hohlräumen und Zwickeln wurde mechanisch Dolomitpelit (geopetales D-) angelagert. Davon nicht erfüllte Lumina sind von bräunlichem (Bitumen) Dolomit-spat tapeziert und ausgefüllt, ebenso sind die Skelette in ein Mosaik bräunlicher Dolomitkristalle umgewandelt. Restliche Hohlräume sind von glasklarem Dolomit egefüllt.

Agglutinierte Foraminiferen: *Ammobaculites* sp.

Im Hintergrund des Steinbruches von Fornace finden wir eine wenige Meter mächtige Einschaltung grobbankiger, bioklastischer Dolomite, welche mit feinschichtigen, bituminösen Dolomiten wechsellagern. Sie lassen sich vom Steinbruch von Fornace bis unmittelbar nördlich Pt. 465 verfolgen (Fig. 46, 47). Diese Zone ist wegen ihrer – gegenüber der allgemeinen Fossilarmut des Salvatore-Dolomits – reichen Fossilführung lokalstratigraphisch interessant. Besonders wichtig wird sie wegen der Frage, ob es sich um das Äquivalent der Grenzbitumenzone des M. S. Giorgio handelt. Wenn dies zuträfe, wären einige wichtige Hinweise über deren horizontale Verbreitung und fazielle Veränderungen gegeben. Obwohl A. FRAUENFELDER (1916, p. 272–275) und E. KUHN (1941, p. 292–294) Profile der Zone publiziert haben, geben wir hier nochmals ein detailliertes Profil, um einen genaueren lithologischen Vergleich mit der Grenzbitumenzone des M. S. Giorgio, deren Sedimentologie zur Zeit von W. MÜLLER untersucht wird, zu ermöglichen.

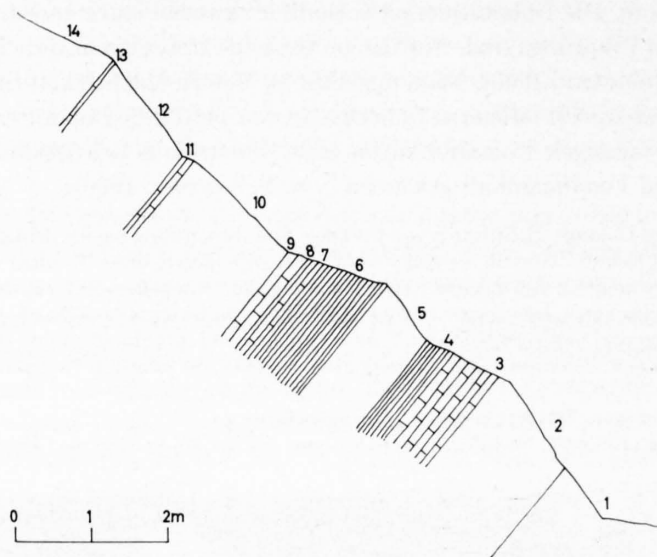


Fig.3. Profil durch die Bitumenzone im Steinbruch von Fornace N Campione

Von oben nach unten:

14. Heller, massiger Dolomit mit eckigen Blöcken (\varnothing 10 cm) feinschichtiger Dolomite (mm-Rhythmite).
13. 0,06 m. Dünnbankiger Dolomit.
12. 1,10–1,80 m. Hellgrauer, massiger, homogener, grobkörniger Dolomit.
11. 0,12–0,16 m. Brauner, dünnplattiger, mittelkörniger Dolomit.
10. 1,70 m. Brauner, grobkörniger, bioklastischer Dolomit: Gervillienbank FRAUENFELDERS.
9. 0,25 m. Plattiger, grobkörniger, bräunlicher Dolomit. Im Dünnschliff sind innerhalb eines grobkörnigen Dolomitmosaiks Fossilinhalt (zahlreiche Molluskenschalen) und Gefüge nur noch schattenhaft erkennbar.
8. 0,05 m. Dünnbankiger, feinschichtiger, bituminöser Dolomit (mm-Rhythmit): Im Dünnschliff ist meist ein feinkörniges Dolomitmosaik erkennbar. Vorherrschend sind bitumenreiche Feinschichten mit flaseriger Textur, welche durch eine unregelmässige Verteilung der tonigen und bituminösen Pigmente bedingt wird. Rundliche Pigmentaussparungen sind vermutlich organischer Herkunft. 1–2 mm starke, weisse Dolomitbändchen bestehen aus mechanisch angelagertem Dolomitpelit mit feinstem Organodetritus, der Dolomitpelit zeigt von unten nach oben abnehmende Korngrösse, er belegt einseitig Feinschichten und geht oben in flaserigen, bituminösen Dolomitpelit über („graded bedding“, vgl. F. WIEDENMAYER, p. 566/567).
7. 0,20 m. Plattiger Dolomit, wie 9.
6. 0,80 m. Dünnbankiger, feinschichtiger, bituminöser Dolomit wie 8; Ganoidfisch;
5. 0,80–2,50 m. Bräunlicher, massiger, bioklastischer Dolomit. Im Dünnschliff: Diploporen und Knollen von biogenem Material (? *Cyanophyceen*) sind von dunkeln, kavernösen, biogenen Krusten umgeben. Mechanische Anlagerung von geotetalem Dolomitpelit (D_2) in Kleinhöhlen und nachfolgende Dolomitspatisierung der Hohlräume und teilweise Rekristallisation (Diploporenskelette).
Agglutinierte Foraminiferen: *Ammobaculites* sp., Brachiopoden, Gastropoden, Lamellibranchier, kleine globose Ammoniten.
4. 0,40 m. Bräunlicher, feinschichtiger, bituminöser Dolomit (mm-Rhythmit). DS: feinschichtiger, flaserig texturierter, bituminöser Dolomitpelit mit «paradiagenetischer Kräuselung» (B. SANDER, 1936, p. 50–53) und «nachfolgender Dolomitspatisierung der Hohlräume».
3. 0,65 m. Bräunlicher, plattiger, bioklastischer Dolomit. In 3. und 4. nach E. KUHN (1941): *Pachypleurosaurus*, *Saurichthys*.
2. 1,40–3,00 m. Massiger, bioklastischer Dolomit (FRAUENFELDERS «Zweischalerlumachelle»).
1. Grauer, massiger, bioklastischer Dolomit. DS: Dolomitmosaik, in dem die bioklastischen Komponenten: ?Cyanophyceenknollen, Crinoidenstielglieder und Molluskenschalen, meist nur noch schattenhaft erkennbar sind. In weniger rekristallisierten Partien zeigen sie noch dunkle biogene Krusten.

Lithologisch lassen sich einzig die feinschichtigen, bituminösen Dolomite der Schichten 4, 6 und 8 mit den feinschichtigen Dolomiten der Grenzbitumenzone vergleichen. Letztere zeigen bei gröberer Bankung ebenfalls mm-Rhythmik, flaserige Textur und Einschaltungen mechanisch angelagerter Dolomitpelite mit Organodetritus; ihre Feinschichtung lässt sich über km in völlig gleicher Ausbildung verfolgen (W. MÜLLER, mündliche Mitteilung). Dieser Rhythmik fügt sich die Feinschichtung der Dolomite von Campione jedoch in keiner Weise ein. Die mit den Dolomiten wechsellagernden bituminösen Tonschiefer der Grenzbitumenzone fehlen bei Campione.

Für biostratigraphische Vergleiche mit der Serie des M. S. Giorgio besitzen wir folgende Anhaltspunkte:

In den Blöcken des aufgelassenen Steinbruches fand A. FRAUENFELDER eine reiche Molluskenfauna. Die Bestimmung der Brachiopoden und Ceratiten ergab, wie für die Grenzbitumenzone, ein oberanisches Alter, die Lamellibranchier hingegen zeigen nach A. FRAUENFELDER eine grössere Übereinstimmung mit der ladinischen Esino-Fauna. 1941 beschrieb E. KUHN ein Exemplar von *Pachypleurosaurus edwardsii* aus den «Bitumina von Campione». Nach B. PEYER treten im S.-Giorgio-Gebiet *Mixosaurus* und *Pachypleurosaurus* nie im selben Niveau auf. B. PEYER hat deshalb versucht, die Anisien-Ladinien-Grenze lokal mit dem Verschwinden von *Mixosaurus* und dem Auftreten von *Pachypleurosaurus* zu definieren. Im Anschluss daran weist E. KUHN die Bitumenzone von Campione einem etwas höheren Niveau in der Serie des M. S. Giorgio zu. Eine chronostratigraphische Gliederung der Trias des M. S. Giorgio mit Hilfe von Reptilien scheint allerdings noch nicht genügend gesichert.

Für neue biostratigraphische Vergleiche bedarf es einer neuen Bearbeitung der Fossilien. Sie wird zur Zeit von den Herren Dres. E. GASCHE (Diploporen) und H. RIEBER (Ammoniten) durchgeführt. Dabei ist nicht nur die Bestimmung der Diploporen von Campione wichtig, sondern gleichzeitig eine Revision der stratigraphischen Bedeutung von Diploporen und Ceratiten anhand der horizontalen Funde im S. Giorgio-Gebiet nötig. Ohne einer Parallelisierung mit der Mittel-Trias des M. S. Giorgio vorzugreifen, ergibt sich nach der vorläufigen Bestimmung der Dasycladaceen durch E. GASCHE für die Bitumenzone von Campione und den unmittelbar liegenden Salvatore-Dolomit ladinisches Alter: Er bestimmte in der Seite 7 beschriebenen Proben, sowie aus den Horizonten 1 und 5 der Bitumenzone *Diplopora annulata* SCHAFFHÜTL var. *debilis* (GÜMBEL) PIA.

Die über der Bitumenzone folgenden Partien des Salvatore-Dolomits bestehen fast vollständig aus kompakten, homogenen, grauen bis braunen Dolomiten, welche höchstens aus der Ferne eine grobe Bankung erkennen lassen. Gegen oben treten wiederum Einlagerungen gutgebankter bis plattig-bituminöser Dolomite hinzu, so bei Sasso del Cane und wenig südlich Cavallino. Sie eignen sich wegen ihrer tektonischen Beanspruchung wenig zu einem genaueren Studium, doch haben wir die für die bituminösen Dolomite der Grenzbitumenzone charakteristischen Gefüge in ihnen nicht beobachtet.

Bei Cavallino sind mit der Muldenumbiegung auch die höchsten erhalten gebliebenen Horizonte des Salvatore-Dolomits erreicht. Der Salvatore-Dolomit ist im Profil von Valdancio bis Cavallino in einer Mächtigkeit von ungefähr 500 m aufgeschlossen. Am San Salvatore beträgt seine Mächtigkeit gegen 800 m.

3. Plattig-bituminöse Dolomite von Cavallino-S. Rocco

Durch eine kleinere Parallelstörung der Luganer Linie vom eigentlichen Salvatore-Dolomit getrennt, finden wir auf dem linken Ufer der unteren Valle di Caprino und zwischen Cavallino und S. Rocco einen Komplex dünnbankiger, bituminöser, z. T. feinschichtiger Dolomite (s. Fig. 41, 42 und 47). Ihre Mächtigkeit beträgt um die 100 m, Fossilien lieferten sie keine.

DS eines feinschichtigen, bituminösen Dolomits: sehr feinkörniges, monomiktisches Dolomitgefüge, Bitumen teils diffus verteilt, teils auf Suturen (Feinschichtung) und in kleinen rundlichen Anhäufungen. Daneben grobkörnigere Dolomite mit bituminösen Überzügen auf den Schichtflächen.

Wie A. FRAUENFELDER (1916, p. 280) stellen wir diese tektonisch isolierten Dolomite im Gesamtprofil zwischen den eigentlichen Salvatore-Dolomit und die Raiblerschichten. Wie wir gesehen haben, treten gleichartige Gesteine bereits in den höheren Horizonten des Salvatore-Dolomits auf. Nach P. LEHNER (1962, p. 111) sind am NW-Fuss der Denti della Vecchia plattige, bituminöse Dolomite im Salvatore-Dolomit vorherrschend. Andererseits stellt P. LEHNER (p. 111/112) plattig-bituminöse Dolomite, wenn sie zwischen massigem Salvatore-Dolomit und bunten Raiblerschichten auftreten, als untere Abteilung zu den Raiblerschichten. P. LEUZINGER (1926, p. 100) hat solche Gesteine als «ladinisch-karnische Grenzschichten» und als «unteres Karnien» von den «oberkarnischen Raiblerschichten» abgetrennt.

Wir betrachten die plattigen, bituminösen Dolomite als Übergangsfazies zu den Raiblerschichten. Stratigraphisch mögen sie den obersten Meridekalken entsprechen. Wir möchten sie deshalb nicht zu den Raiblerschichten stellen, sondern sie beim Salvatore-Dolomit belassen, mit dem sie wohl auch durch seitliche

Übergänge verbunden sind. Im allgemeinen gehen sowohl die obersten Meride-Kalke wie auch die plattig-bituminösen Dolomite allmählich in die Raiblerschichten über, so dass eine genaue Abgrenzung nicht durchführbar ist. Feinschichtige bituminöse Dolomite und Kalke treten untergeordnet auch in den Raiblerschichten selbst auf.

Eine ähnliche Stellung nehmen manche Gesteine ein, welche, ebenfalls tektonisch isoliert, verschiedenerorts längs der Luganer Linie vorkommen. In der Valle del Lembro finden wir auf dem linken Ufer, wenige Meter über der Störung kalkige, bituminöse mm-Rhythmite, wie sie auch in den Meride-Kalken, jedoch auch in den Raiblerschichten der Val Marchirolo auftreten (M. GOVI, 1960, p. 34). Sie finden sich in ähnlicher Ausbildung wiederum im Tobel von Melano, am Fuss der Steilwand nördlich des Baches. Sie sind hier assoziiert mit grau-blauen, mergeligen Kalken, welche lithologisch den Meride-Kalken ausserordentlich gleichen. Fossilien fanden sich auch hier keine. Wegen der ausserordentlichen Kleinheit der Aufschlüsse – es handelt sich meist nur um wenige Dezimeter mächtige tektonische Linsen – haben wir sie auf der Karte nicht von den Raiblerschichten, mit denen sie meist zusammen auftreten, getrennt (Fig. 44).

4. Sedimentation und Paläogeographie

Die Fossilien des Salvatore-Dolomits: Dasycladaceen, Korallen (SENN, p. 566), Crinoiden, Brachiopoden, dickschalige Mollusken sind mit Ausnahme der seltenen Cephalopoden Formen des neritischen Bereichs. Dasycladaceen und Crinoiden, vereinzelt auch Korallen, können gesteinsbildend auftreten. Zwar waren, anders als bei den mitteltriadischen Riffen der Dolomiten (P. LEONARDI, 1963), keine Riffstrukturen nachweisbar, doch lassen Fossilinhalt und die grosse Mächtigkeit, bedingt durch eine mit der Subsidenz Schritt haltende, rasche Sedimentation, ebenfalls an Riffbildungen denken.

Fossilinhalt und ursprüngliches sedimentäres Gefüge sind meist nur noch schattenhaft zu erkennen oder völlig verwischt. Über den Vorgang der Dolomitisierung lässt sich aus den rein dolomitischen Gesteinen des Salvatore-Dolomits wenig ablesen. Die monomikten Mosaikgefüge der grobkörnigen «Allerweltsdolomite» geben keinerlei Auskunft über ihre Genese. Hinweise finden wir einzig in den schwächer rekristallisierten Partien: Die heute als Dolomit vorliegenden biogenen Krusten, Foraminiferenschalen usw. lassen annehmen, dass auch mechanisch angelagertes Sediment, wenigstens zum Teil als Kalkschlamm, sedimentiert wurde. Eine erste Dolomitisierung dürfte im Anschluss daran in sehr frühen Stadien der Diagenese, vor der Verfestigung, erfolgt sein (nach B. SANDER, 1936, tritt in ähnlichen Gesteinen auch Kalkspatiation folgend auf mechanisch angelagertes D_2 auf). Auf spätere, metasomatische Dolomitisation weisen die dolomitspatisierten Diploporenskelette. Die noch erkennbaren Gefüge passen sich dem Bild einer Ablagerung des Riffbereichs ebenfalls gut ein.

Die Ablagerungen des Salvatore-Dolomits lassen sich jedoch nicht als Riffe im morphologischen Sinne bezeichnen. Die unterschiedliche Mächtigkeit ist durch Unterschiede in der Subsidenz bedingt, im allgemeinen nimmt sie von 1200–1500 m am Comersee über > 800 m am Salvatore auf etwa 400 m am Lago Maggiore ab. Die weit geringeren Werte im Gebiet der Denti della Vecchia (20–200 m) und das stratigraphische Fehlen des Salvatore-Dolomits in der Val Rezzo sind wohl zum grösseren Teil auf spätere Abtragung während des Karnien zurückzuführen (vgl. p. 14–15).

Entsprechend seiner weiten horizontalen Ausdehnung stellt der Salvatore-Dolomit eine Ablagerung seichter, flacher und weiträumiger Hochzonen dar. Die biogen-chemische Sedimentation war mit der Subsidenz \pm im Gleichgewicht und wurde nur durch die Sedimentation vulkanischen Materials episodisch unterbrochen. Metabentonite in den tieferen Partien des Salvatore-Dolomits des M. Caslano sind aus einer windverfrachteten vulkanischen Glasasche hervorgegangen (F. HOFMANN, 1956). Weiterhin treten am Westufer des Luganersees Einschaltungen von Tuffiten im Salvatore-Dolomit auf (M. GOVI, 1960, p. 32). Wie in den Kristall- und Aschen-Tuffen der ladinischen Dolomite und Meride-Kalke des M. S. Giorgio sehen wir in ihnen vom Wind transportierte Produkte des mitteltriadischen Vulkanismus der Dolomiten.

Über die Bildungsbedingungen der bituminösen Dolomite werden uns die sedimentologischen Untersuchungen von W. MÜLLER über die Grenzbitumenzone des M. S. Giorgio bald genauere Daten und neue Möglichkeiten der Interpretation vermitteln. Unsere vorläufigen Vorstellungen gehen etwa in die folgende

Richtung (E. KUHN-SCHNYDER und L. VONDERSCHMITT, 1953, p. 225–231): Differenzen in der Subsidenz führten zur Ausbildung relativ geschlossener, sauerstoffarmer Stillwasserbecken, in welchen Sapropelite und bituminöse, teils mm-rhythmische Kalke und Dolomite abgelagert wurden (z. B. Grenzbitumenzone des M. S. Giorgio). Die ungestörte Feinschichtung dieser Ablagerungen lässt keine Spuren von Wellenschlag oder Bioturbation erkennen. Im Falle der Grenzbitumenzone weisen Landpflanzen und einzelne der fossilen Wirbeltiere darauf hin, dass gewisse Partien der Umgebung zeitweilig trocken lagen, anderseits zeigen pelagische Organismen (Radiolarien, Daonellen), dass die Verbindung mit dem offenen Meer nicht völlig unterbrochen war.

Im Gebiet des M. S. Giorgio ist das ganze Ladinien in besonderer Fazies ausgebildet (A. WIRZ). Die Fauna der Dolomite an der Basis des Ladinien zeigt noch deutlich eine Verbindung mit pelagischen Bezirken an. Die Fazies der nun folgenden Meride-Kalke weist wiederum auf feinklastische und chemische Sedimentation in einem Stillwasserbereich hin und lässt auf teilweise ähnliche Verhältnisse schliessen, wie sie für die Grenzbitumenzone galten. Subsidenz und Sedimentation waren ungefähr im Gleichgewicht: die Mächtigkeit der anisich-ladinischen Serie des M. S. Giorgio ist von der gleichen Grössenordnung wie die des Salvatore-Dolomits in der unmittelbaren Umgebung. Geringe Reliefunterschiede gaben zu kleineren submarinen Rutschungen in den unverfestigten Kalkpeliten der Meride-Kalke Anlass, soviel wir bisher wissen, zeigen aber die Faziesgrenzen zum Salvatore-Dolomit keine steilen Böschungen, wie sie in den Südtiroler Riffgebieten vorkommen. Nach SENN (1924, p. 564–566) verfangern sich die beiden Fazies. Neue Untersuchungen im Grenzgebiet zwischen «Riff-» und «lagunärer Fazies» zwischen Poncione d'Arzo und M. Rho d'Arcisate sowie in der Gipfelpartie des M. S. Giorgio dürften hier viele neue, interessante Details zutage fördern. Erschwert werden solche Untersuchungen aber durch die ungünstigen Aufschlussverhältnisse und die besonders im Gebiet zwischen Poncione d'Arzo und Besano sehr intensive Bruchtektonik, welche von SENN nur teilweise berücksichtigt wurde.

Während die mittlere Trias der Dolomiten mit ihrem submarinen Vulkanismus und den teilweise pelagischen, zuweilen sogar Flysch-artigen Sedimenten (P. LEONARDI, 1955, p. 21) Tendenz zu eugeosynklinaler Entwicklung zeigt (R. TRÜMPY, 1960, p. 857), herrschen in der mittleren Trias in der westlichen Lombardei miogeosynklinale Bedingungen. Diese erste miogeosynklinale Entwicklung kam mit den Raiblerschichten zu einem vorläufigen Abschluss.

C. Raiblerschichten

1. Definition und Übersicht

In den Südalpen bezeichnet man die Schichten zwischen den mitteltriadischen Riffkomplexen und dem Hauptdolomit als Raiblerschichten. Rasche vertikale und horizontale Fazieswechsel charakterisieren sie. In der westlichen Lombardei zeigen sie weitgehend evaporitische Fazies und sehr geringe Mächtigkeit und weisen damit auf eine bedeutende Verminderung der Subsidenz gegenüber der mittleren Trias. Lithologisch vorherrschend sind bunte Mergel, Konglomerate und Sandsteine, z. T. bituminöse Dolomite und Kalke, Rauhacken, häufig tritt Gips auf.

In der westlichen Lombardei erwiesen sich die Raiblerschichten bisher als völlig fossilieer. Eine chronostratigraphische Abgrenzung gegen die fossilarmen Dolomite des Ladinien und des Norien ist deshalb unmöglich. In ihrem stratigraphischen Umfang dürften die Raiblerschichten wie in den Bergamasker Alpen und den Dolomiten ungefähr dem Karnien (im Sinne von Lexique stratigr. internat. I/8, p. 237–239) entsprechen. In den Dolomiten ist das oberste Ladinien noch in der Fazies des Schlern-Dolomits oder der Cassianer-Schichten ausgebildet (P. LEONARDI, 1955, p. 26¹). Einzelne Riffe reichen sogar bis ins Karnien. Ebenso scheint die Riffazies in den Bergamasker Alpen bis zum Ende des Ladinien (E. TRÜMPY, 1930, p. 455), nach DE SITTER (1949, p. 137) z. T. sogar noch bis ins Karnien zu reichen. Aus dem Hauptdolomit sind im allgemeinen nur norische Fossilien bekannt.

¹) LEONARDI und die Autoren des italienischen stratigr. Lexikons stellen die Cassianer-Schichten mit *Trachyceras aon* bereits zum Karnien.

P. LEHNER unterscheidet in den Raiblerschichten des Luganese eine untere und eine obere Abteilung. Die untere Abteilung besteht vorwiegend aus plattigen, bituminösen Dolomiten und Kalken, die obere Abteilung aus bunten Mergeln, Dolomiten, Rauhwacken, Konglomeraten und Breccien usw. (bunte Raiblerschichten).

Eine solche Unterteilung konnten wir in unserem Gebiet nicht durchführen. In keinem Fall lässt sich ein stratigraphisches Profil aufnehmen. Wir müssen uns deshalb mit einer Beschreibung der wichtigsten Gesteinstypen begnügen. Die plattigen, bituminösen Dolomite von S. Rocco-Caprino stellten wir zum Salvatore-Dolomit.

2. Aufschlüsse

Aufschlüsse in den Raiblerschichten sind in unserem Arbeitsgebiet an die Luganer Linie gebunden. Zwischen Caprino und Arogno finden wir sie im Klemmpaket zwischen den beiden Ästen der Luganer Linie. Sie sind hier intensiv mit dem Hauptdolomit verschuppt, südlich von Arogno beschränken sie sich auf isolierte Fetzen längs der Luganer Linie, aufgeschlossen sind sie lediglich in der Valle del Lembro und im Tobel von Melano.

Die zusammenhängendsten Aufschlüsse finden wir wenig nördlich Arogno (Fig. 41). Sie lassen sich als gegen 100 m mächtige Zone vom Hang oberhalb S. Vitale über Cottima bis gegen Parone verfolgen. Im Steinbruch von Cottima zeigt sich deutlich die Verschuppung mit Hauptdolomit, unterhalb Cottima sind die Raiblerschichten im Rutschen begriffen. Am Weg, der über S. Vitale auf 740–770 m parallel dem Hang verläuft, sind in isolierten Aufschlüssen rote, dolomitische Quarzsandsteine aufgeschlossen, welche sich von ähnlichen Gesteinen der Servino-Verrucano-Serie durch ihre meist ziegelrote Farbe und bereits makroskopisch erkennbare Komponenten grauer Dolomite und roter, dichter Quarzgesteine unterscheiden. Darüber folgen Dolomitmergel, sandige Dolomite und Konglomerate mit bis zu mehreren Zentimetern grossen Dolomitkomponenten. Sie lassen sich besonders schön am Weg unmittelbar über dem Steinbruch von Cottima sowie im Steinbruch selbst beobachten.

Zwischen Cottima und S. Evasio bilden die Raiblerschichten lediglich ausgewalzte schmale Zonen zwischen den einzelnen Hauptdolomitschuppen (vgl. Fig. 41, 43, p. 101–105). Wir finden hier wiederum dieselben Gesteinstypen: bunte Mergel, bituminöse, plattige Dolomite, dolomitische Sandsteine, Arkosesandsteine und Konglomerate, letztere besonders schön an der Strassenkurve unmittelbar südlich S. Evasio aufgeschlossen.

Nördlich S. Evasio finden sich nur schlechte Aufschlüsse sandiger Dolomite und Mergel, in der unteren Valle di Caprino in zufälligen Anrissen bunte Mergel.

Gips wurde früher, wie bei Nobiallo am Comersee und bei Meride, im Tobel unterhalb Arogno abgebaut (A. VON BISTRAM, 1903 a, p. 64), ist heute aber nicht mehr aufgeschlossen.

3. Beschreibung einiger wichtiger Gesteinstypen

a) Ziegelrote bis rötlich-graue dolomitische Quarzsandsteine

In einer feinkörnigen dolomitischen Grundmasse finden sich eckige, splittrige Quarzkörner (\varnothing 0,05–0,5 mm) sowie etwas besser gerundete lithische Komponenten unregelmässig eingestreut. Untergeordnet treten Feldspäte auf. Die K-Feldspäte (0,02–0,1, max. 0,5) sind weitgehend zersetzt und teilweise dolomitisiert. Diese Dolomitisierung erfolgt längs den Spaltrissen und von innen nach aussen, so dass man zuweilen Feldspatgerüste findet, welche fast völlig von der dolomitischen Grundmasse erfüllt sind. Plagioklas tritt in verwilligten Leisten (max. 0,1) auf. An lithischen Komponenten überwiegen feinkörnige Dolomite (\varnothing 0,1–1). Daneben treten zahlreiche stark zersetzte Porphyritkomponenten (0,05–0,5) auf. Sie sind leicht kenntlich an den feinen, verwilligten Plagioklasleisten, welche regellos oder mit schwacher Orientierung in einer völlig limonitisierten Grundmasse schwimmen. Die Grundmasse der Sandsteine wird von subidiomorphen Dolomithomboedern (0,01–0,03) gebildet, welche von hämatitischem oder limonitischem Pigment umgeben sind. Beim Zurücktreten des Pigments oder bei stärkerer Rekristallisation sind die Dolomithörner miteinander verzahnt. Grössere, durch schwarzes Pigment zonierte Dolomithomboeder (0,2–0,1, *dolomie encapuchonnée*) dürften völlig zersetzte Feldspäte ersetzen, welche mit der Grundmasse in chemischem Ungleichgewicht standen. Ähnliche karbonatisierte Feldspäte und Pseudomorphosen nach Feldspäten beschreibt A. WIRZ (1945, p. 63/64) aus den Tuffen der Meride-Kalke.

Durch unregelmässige Einstreuungen gröberer dolomitischer Komponenten (\varnothing bis zu cm-Grösse) gehen die Quarzsandsteine in brecciöse, dolomitische Sandsteine von grauer Färbung über, welche zu den Konglomeraten (b) überleiten.

b) Konglomerate

In etwas gröberer dolomitischer Grundmasse liegen eckige bis kantengerundete Trümmer von Dolomiten und untergeordnet von roten hornsteinartigen Quarz-Gesteinen. Unter dem Mikroskop fand sich ein rechteckiges, schwach kantengerundetes Fragment eines sauren, fluidal texturierten Vulkanits. Das Gestein ist schwach rekristallisiert unter Bildung von mikrofelsitischen Quarz-Feldspatnestern, welche in der Fließrichtung ausgezogen sind. Unter den Dolomitkomponenten finden wir homogene Dolomite mit Mosaikgefüge verschiedener Korngrösse, ferner Dolomite mit biogenem oder pseudoolithischem Gefüge. Feinkörnige Dolomite führen ihrerseits eckige Splitter von Quarz und zersetzten Feldspäten. Die Hornsteine bestehen aus feinkörnigen Aggregaten von faserigem Quarz (vorwiegend Quarzin). In der Grundmasse wiederum eingestreut Quarz (0,15–0,2), Feldspäte, Porphyritkomponenten (0,2–2).

c) Schwach sandige Dolomite

Sie unterscheiden sich von den dolomitischen Quarzsandsteinen einzig durch das Zurücktreten des klastischen Materials.

d) Bunte quarzreiche dolomitische Mergel

e) Dolomitischer Arkosesandstein

Quarzsplinter und Feldspatfragmente, vorwiegend Plagioklas, in grobkörniger dolomitischer Grundmasse. Auf parallelen Zeilen angereichert Magnetit.

4. Sedimentation und Paläogeographie

Die verschiedenen lithologischen Typen der Raiblerschichten folgen sich in buntem, unregelmässigem Wechsel, sie lassen sich nirgends über grössere Strecken verfolgen. Das Vorkommen von Gips zeigt evaporitische Verhältnisse an. Zugleich geht aus dem Auftreten grobdetritischer Gesteine, von Konglomeraten, Breccien und Quarzsandsteinen hervor, dass ständig in grösseren Gebieten Material abgetragen wurde. Unter den lithischen Komponenten der Raibler-Sandsteine und Konglomerate überwiegen Dolomite verschiedenster Art. Zum Teil sind es völlig homogene, grobkörnige Dolomite, zum Teil lässt sich ein nur partiell rekristallisiertes biogenes oder pseudoolithisches Gefüge erkennen. P. LEHNER (1952, p. 114) fand in den Raiblerschichten der Denti della Vecchia auch Komponenten oolithischer Dolomite. Alle diese Gesteine lassen sich aus der unmittelbaren Unterlage der Raiblerschichten, dem Salvatore-Dolomit herleiten. Porphyrite und saure Vulkanite stammen aus den permischen Luganer Vulkaniten.

Die Auflagerung der Raiblerschichten lässt sich selten beobachten. Als inkompetentes Schichtglied zwischen den starren Dolomitmassen des Salvatore-Dolomits und des Hauptdolomits sind sie oft tektonisch stark beansprucht. Besonders in Mitleidenschaft gezogen wurden dabei die Grenzhorizonte zu den unter- und überlagernden Dolomiten, sie sind heute oft als tektonische Gleitflächen ausgebildet. Die bis heute vorliegenden Untersuchungen zwischen Lago Maggiore und Luganersee (SENN, LEUZINGER, VAN HOUTEN) zeigen aber, dass die Raiblerschichten in diesem Gebiet überall den Salvatore-Dolomit überlagern und nirgends auf tiefere Horizonte hinabgreifen. Anders zwischen Luganer- und Comersee: P. LEHNER beobachtete, dass die in ihrer Mächtigkeit bereits reduzierten Salvatore-Dolomite längs der M.-Grona-Linie gegen Osten auskeilen. Zugleich mit dem Verschwinden des Salvatore-Dolomits treten in den Raiblerschichten grobe Aufarbeitungsbreccien und Rauhwacken auf, welche neben Salvatore-Dolomit, Quarz und Gneissbrocken führen. In der inneren Val Rezzo nördlich Porlezza überlagern die Raiblerschichten mit mächtigen basalen Breccien das Grundgebirge (P. LEHNER, 1952, p. 111–120). Ob ähnliche Verhältnisse die direkte Auflagerung des Hauptdolomits von Musso auf dem Kristallin bedingen, lässt sich den Beschreibungen von REPOSSI (1904) und CORNELIUS (1930) nicht entnehmen.

Wie während des Perms und der tieferen Trias, bildet das Luganer Gebiet während des Karniens wiederum ein Hochgebiet gegenüber den Bergamasker Alpen. Die Mächtigkeit der Raiblerschichten übertrifft dort (600–725 m) diejenige des Luganer Gebietes (10–100 m) um ein Mehrfaches. Wie im Luganese treten dort, besonders in den oberen Partien, wiederum Sandsteine, Tuffe, Mergel, Schiefer, Rauhwacken und Breccien auf. Nach DE SITTER (1949, p. 173) lassen die mächtigen detritischen Ablagerungen aber eher auf eine vermehrte Zufuhr detritischen Materials als auf eine Verminderung der Subsidenz schliessen. Während

im Osten die Subsidenz des bergamaskischen Troges weiter fortschritt, finden wir längs der M.-Grona-Linie eine Aufwölbung, welche eine Abtragung des Salvatore-Dolomits und eine nachfolgende Transgression der Raiblerschichten bis auf das Grundgebirge zur Folge hatte (P. LEHNER). Über die Art und Richtung der Strukturen, welche diese Aufwölbung begleiteten, fehlen uns vorderhand alle Anhaltspunkte.

Anzeichen tektonischer Bewegungen finden wir an der Wende von der mittleren zur oberen Trias auch anderorts in den Alpen (R. TRÜMPY, 1960, p. 857).

D. Hauptdolomit

Überall im süd- und ostalpinen Raum folgen über den Raiblerschichten die mächtigen, monotonen Ablagerungen des Hauptdolomits. Mit ihnen tritt auch unser Gebiet wieder in den Bereich der rein marinen Sedimentation. Vorwiegend finden wir helle, grobbankige, grobkörnige, atypische Dolomite, daneben treten aber auch in den westlichen Südalpen mit den massigen, oft Megalodonten führenden Bänken wechsellagernd «Zwischenschichten», mm-Rhythmite auf, deren Gefügemerkmale mit den von SANDER (1936) aus dem Dachsteindolomit der Nordalpen und der Dolomiten beschriebenen Beispielen völlig übereinstimmen (F. WIEDENMAYER, 1963, p. 548), weiterhin Inhomogenitätsbreccien und psammitische Lagen. Stellenweise geht der «normale» Hauptdolomit seitlich in mächtige Serien schiefriger, bituminöser Dolomite und Dolomitmergel über (z. B. zwischen Porlezza und Menaggio [P. LEHNER, 1952, p. 120]; westliche Bergamasker Alpen [L. U. und C. M. DE SITTER, 1949, p. 176]).

Der Hauptdolomit ist abgesehen von den oft gesteinsbildend auftretenden Diploporen im allgemeinen fossilarm. S. CONTI (1954) gelang es, im Hauptdolomit der Val Solda drei Fossilhorizonte zu unterscheiden, die er nach ihrer Lage als unteres, mittleres und oberes Norien bezeichnete. Von ihnen zeigt das unterste Niveau mit Ausnahme von *Gyroporella ? vesiculifera* (GÜMBEL) ausschliesslich Formen, die bisher nur aus dem Karnien bekannt waren. Das mittlere Niveau enthält bisher aus dem Hauptdolomit wohlbekannte Formen, wie *Gyroporella vesiculifera* und *Perna exilis* (STOPPANI) («Norico tipico»), während das oberste Niveau eine Zwergfauna enthält, welche sich ausser aus bisher unbekannten Formen aus karnischen und rhätischen Formen zusammensetzt.

Wie auch die Zusammensetzung des obersten Niveaus zeigt, scheint das Auftreten karnischer Formen im untersten Hauptdolomit keine chronostratigraphische Bedeutung zu haben, vielmehr weist es auf unsere noch sehr unvollständige Kenntnis der Formen des Norien (vgl. S. CONTI, l. c., p. 22).

Wie die Raiblerschichten tritt der Hauptdolomit in unserem Arbeitsgebiet nur längs der grossen tektonischen Linien auf. Er eignet sich deshalb wenig zu einer detaillierten stratigraphischen und lithologischen Untersuchung. Zwischen Caprino und Arogno ist der Hauptdolomit intensiv mit den Raiblerschichten verschuppt. Tektonisch isoliert lassen sich die atypischen Dolomite, welche grösstenteils den Hauptdolomit aufbauen, nicht von atypischen Dolomiten der Raiblerschichten und des Salvatore-Dolomits unterscheiden. Ob Salvatore-Dolomit ebenfalls am Aufbau des Klemmpaketes Caprino–Arogno beteiligt ist, lässt sich deshalb nicht entscheiden. Weiter südlich finden wir den Hauptdolomit längs der Luganer Linie, teilweise zusammen mit den Raiblerschichten, als isolierte Fetzen (Lembro, W-Hang des M. S. Agata, Tobel von Melano), ebenso treten längs der Generoso-Überschiebung allenthalben Schubfetzen von Hauptdolomit auf. Ein grösseres Paket bildet den Scoglio di Salera. Zusammen mit Rhät und Broccatello bildet der Hauptdolomit das Liegende des lombardischen Kieselkalkes im Rücken der überkippten S. Agata-Synklinale, der ursprünglich stratigraphische Verband ist aber weitgehend verwischt.

Den Übergangsschichten von den Raiblerschichten zum Hauptdolomit möchten wir, wie dies schon FRAUENFELDER (1916, p. 297) und VONDERSCHMITT (in RICKENBACH, 1947, p. 66) getan haben, Einlagerungen bituminöser Schiefer zurechnen, welche in tektonisch isolierter Lage innerhalb des Klemmpaketes Caprino–Arogno auftreten. In Krisenzeiten wurde wiederholt versucht, die Bitumina abzubauen und als «Kohle» zu verwerten, allerdings ohne viel Erfolg. Die verschiedenen bergmännischen Versuche sind in der Arbeit von E. RICKENBACH (1947) zusammengestellt. Sie konzentrierten sich in der Hauptsache auf die «Galleria

Eugenia» südöstlich S. Evasio, die heute nicht mehr zugänglich ist. An der Oberfläche finden wir die bituminösen Schiefer einzig am Stolleneingang der Galleria Eugenia (719 600/092 350) aufgeschlossen. Sie sind als dünnstriefrige, blätterige, bis Dezimeter-mächtige Lagen, welche mit etwas mächtigeren Dolomitbänken wechsellagern, ausgebildet. Wie auch die Stollenprofile sehr schön zeigen, sind sie tektonisch stark beansprucht, bald ausgewalzt, bald verdickt (RICKENBACH, 1947, Fig. 17 und 18). Das Bitumen wurde teilweise mobilisiert und tritt häufig auch als Kluftfüllung auf. Die Daten der chemischen Untersuchung der Bitumina sind in den Arbeiten von RICKENBACH (1947) und M. BLUMER (1950 a, p. 54) enthalten. Von den bituminösen Schiefen der Grenzbitumenzone (Serpiano) unterscheiden sich die Bitumina von S. Evasio eindeutig durch das Fehlen von Porphyrinen (M. BLUMER, 1950 b, p. 1629).

Innerhalb des Klemmpaketes Caprino-Arogno treffen wir oft von der normalen Zusammensetzung des Hauptdolomits abweichende Gesteinstypen. In der Runse unterhalb Pt. 702 stehen von Quote 660 an aufwärts plattige, graubraune, leicht bituminöse Dolomite an. Das ursprüngliche Gefüge ist durch Rekristallisation stark verwischt, doch lassen gröbere Partien innerhalb eines mittelkörnigen Dolomitmosaiks noch die Umrisse zahlreicher Schalenrümmer erkennen. Wechsellagernd mit diesen Dolomiten finden wir dunkle, bituminöse Dolomitmergel. Darüber folgen bis zum östlichen Ast der Luganer Linie gut gebankte, bräunliche, pseudoolithische Dolomite, deren ursprüngliche Struktur nicht mehr erkennbar ist. In einem feinkörnigen Dolomitmosaik liegen rundliche bis stäbchenförmige Aussparungen, welche von einem grobkörnigen Dolomitmosaik erfüllt sind. Auf den Korngrenzen, besonders am Rande der Pseudoolithe, untergeordnet auch in den Dolomitkristallen und innerhalb der feinkörnigen Grundmasse, liegen zahlreiche, kleine Erzkörnchen. Teilweise sind die subidiomorphen bis idiomorphen Dolomitkristalle der Pseudoolithe von hellgrünem, isotropem ? Glaukonit umgeben, in welchem ebenfalls zahlreiche Erzkörnchen eingestreut sind. Wir deuten diese Pseudoolithe als dolomitisierte, rekristallisierte Kalkarenite, wobei die Pseudoolithe Ooiden, Schalenrümmer, «pellets» usw. entsprechen mögen.

Fossilinhalt und Sedimentation charakterisieren den Hauptdolomit als Ablagerung der Flachsee. Eine grossräumige Subsidenz schuf über weite Gebiete gleichbleibende Bedingungen. Solange Subsidenz und Sedimentation im Gleichgewicht stehen, kündigen sich neue paläogeographische Elemente, welche für die Faziesverteilung von Rhät und unterem Lias bestimmend werden, einzig in Mächtigkeitsunterschieden an. Westlich der Luganer Linie finden wir ein Hochgebiet mit mässiger Subsidenz (Luganer Schwelle). Der Hauptdolomit erreicht hier nur gegen 400 m Mächtigkeit. Östlich der Luganer Linie zeichnet sich die Absenkung eines Beckens (Generoso-Becken) ab, in dessen Bereich die Mächtigkeit zwischen 1200 und 1400 m beträgt (Val Solda).

E. Rhät

1. Übersicht

Im Rhät der Südalpen lassen sich drei verschiedene Faziesbezirke unterscheiden:

a) Venetische Fazies

Östlich des Gardasees und der judikarischen Störungen ist das Rhät nicht unmittelbar nachweisbar. Im allgemeinen wird angenommen, dass das ganze Rhät in der Fazies des Hauptdolomits ausgebildet sei, von dessen norischem Anteil es sich weder lithologisch noch paläontologisch abtrennen lasse (L. TREVISAN, 1939, p. 29/30). Diese Auffassung scheint durch die Faziesübergänge zwischen lombardischem Rhät und Hauptdolomit, von denen O. VECCHIA (1957, p. 98–106) berichtet, bestätigt.

b) Lombardische Fazies

Zwischen Garda- und Luganersee erreicht das Rhät ausserordentlich grosse Mächtigkeit und Verbreitung. Einen ausgezeichneten Überblick über die lombardische Entwicklung des Rhäts gibt uns das Profil von Bene westlich von Menaggio, wenige Kilometer nordöstlich unseres Arbeitsgebietes. Die ungefähr 1000 m mächtige Serie wurde von A. ESCHER VON DER LINTH (1853, p. 89–91) und E. REPOSSI (1902, p. 25/26) beschrieben. Eine neuere mikrofazielle und gefügekundliche Untersuchung des einzigartigen Profils steht leider noch aus, sie lag jedoch ausserhalb der uns gestellten Aufgabe. Über den plattigen, bituminösen Dolomiten

des Hauptdolomits folgen fossilreiche, dunkle, bituminöse Tonschiefer, Mergel und Mergelkalke (sogenannte «schwäbische Fazies»¹⁾), gegen oben treten helle, Korallen-führende Kalkbänke hinzu, welche im mittleren Teil überhandnehmen (sog. «karpathische Fazies»). Den Abschluss gegen den unteren Lias bildet ein massiger, ungegliederter Kalk-Dolomit-Komplex, der Conchodon-Dolomit (sog. «Dachstein-Fazies»). Diese drei Abteilungen lassen sich in grossen Zügen im ganzen lombardischen Faziesbezirk unterscheiden.

c) Fazies der Luganer Schwelle

Zwischen Luganersee und Lago Maggiore finden wir das Rhät in stark reduzierter Ausbildung. Es überlagert transgressiv den norischen Hauptdolomit und ist vom unteren Lias seinerseits wieder durch eine bedeutende Schichtlücke getrennt. Es ist in neritischer-litoraler Fazies ausgebildet. Als typisches Profil können wir das von F. WIEDENMAYER (1963) ausserordentlich detailliert beschriebene und diskutierte Profil von S. Agata bei Tremona betrachten. Überwiegend treffen wir rein karbonatische Gesteine des Riffbereichs: authigene Kalkarenite²⁾ (Oolithe, Spergenite, rein bioklastische Kalke), biohermale Bildungen, untergeordnet detritisch-klastische Kalkarenite und karbonatisch-pelitische Gesteine.

Westlich des Lago Maggiore sind aus den Südalpen bisher keine rhätischen Gesteine bekannt.

Unser Arbeitsgebiet liegt im Grenzbereich zwischen Luganer Schwelle und lombardischer Fazies. Westlich der Luganer Linie ist das Rhät überall in der reduzierten Fazies der Luganer Schwelle ausgebildet, östlich von ihr finden wir es in lombardischer Fazies am Nord- und Ostrand der Generoso-Masse. Es bildet als breite Zone, welche sich ausserhalb unseres eigentlichen Arbeitsgebiets, von der Val Solda über die Nord- und Ostabhänge des M. Galbiga bis Sala am Comersee verfolgen lässt, das Liegende der lombardischen Kieselkalke, welche den Hauptteil der Generoso-Masse aufbauen. Für den Westrand der Generoso-Masse nahm A. FRAUENFELDER (1916, p. 316) wie für die Luganer Schwelle Fehlen des Rhäts und eine Transgression des unteren Lias auf den Hauptdolomit an. Tatsächlich finden wir längs der Luganer Linie ähnliche Verhältnisse wie westlich von ihr: wie im Gebiet von Tremona schaltet sich zwischen Hauptdolomit und «transgressiven» Unter-Lias geringmächtiges Rhät in der Fazies der Luganer Schwelle ein.

2. Einzelprofile

a) Torrente Cassone

Die Aufschlüsse im Gebiet des T. Cassone wurden von P. LEHNER (1952, p. 123/124) eingehend beschrieben. Zwischen den beiden Synklinalen des M. Boglia und des M. Brè, welche von lombardischem Kieselkalk aufgebaut werden, tritt im Einschnitt des T. Cassone der Hauptdolomit in einem enggepressten Sattel zutage. Im Südschenkel des Sattels treten über dem Hauptdolomit in isolierten Aufschlüssen geringmächtige, gebankte Dolomite, Oolithe und Lumachellen auf, welche von LEHNER ins Rhät gestellt werden. Darüber

¹⁾ Die Bezeichnungen «schwäbische», bzw. «karpathische Fazies» haben sich seit E. SUESS (s. Lexique stratigraphique internat. I/8, p. 239, 249–251, 389/390, 427/428) für verschiedene Ausbildungen des europäischen Rhäts eingebürgert. Als schwäbische Fazies werden meist Mergel und dunkle Mergelkalke mit *Avicula contorta*, oft mit Bonebeds assoziiert, bezeichnet, wie sie vor allem, meist in sehr geringer Mächtigkeit, das ausseralpine Rhät von Nordwesteuropa charakterisieren. Unter die Bezeichnung karpathische Fazies fallen vor allem helle Lithodendron-Kalke sowie dunkle Kalke und Schiefer mit *Terebratula gregaria*. In den Südalpen bilden die lithologischen Typen beider «Fazies» eng miteinander verknüpft ausserordentlich mächtige Serien. Da der Begriff Fazies jedoch die Gesamtheit der verschiedenen, in einer Schichtgruppe vereinigten Lithotope umfasst, sollte er nicht auf die einzelnen, miteinander wechsellagernden Schichten angewandt werden.

Neuerdings misst V. I. SLAVIN (1963) schwäbischer und karpathischer Fazies des Rhäts sogar chronostratigraphische Bedeutung zu, wobei das ausseralpine, in schwäbischer Fazies ausgebildete Rhät jünger als das alpine Rhät sein soll. Dieser Auffassung lassen sich verschiedene Argumente entgegenhalten (s. R. TRÜMPY, Diskussionsbeitrag zur Arbeit SLAVIN): 1. In den Südalpen wechsellagern «schwäbische» und «karpathische Fazies». 2. Eine chronostratigraphische Unterteilung auch des vollständigeren, alpinen Rhäts mit Hilfe von Fossilien lässt sich nicht durchführen (SLAVIN, l. c.). 3. Ablagerungen des untersten Lias folgen in den Südalpen zum Teil ohne Schichtlücke über dem Rhät, teilweise steigt die Fazies des oberen Rhäts sogar bis weit in den Lias hinauf (Corna).

²⁾ Als authigene Kalkarenite bezeichnen wir Gesteine, deren Komponenten syngenetisch oder penekontemporär entstanden sind und dem Ablagerungsraum selbst entstammen. Sie unterscheiden sich damit genetisch von den epiklastischen Kalkareniten, die ihre Entstehung der Aufbereitung bereits bestehender Kalke und Dolomite verdanken (L. V. ILLING, 1954, p. 91; F. WIEDENMAYER, 1963, p. 571).

folgen helle Dolomite mit Einlagerungen von Breccien, welche LEHNER bereits dem unteren Lias zurechnet. A. FRAUENFELDER (1916, p. 312/313) erwähnt aus dem Cassone-Tobel schwarze, feinkörnige Kalke mit Mergelzwischenlagen mit *Cardita austriaca* HAUER. Die Lagerungsverhältnisse sind an der Diskontinuität Hauptdolomit-Kieselkalk stark gestört, doch dürfen wir mit Sicherheit die Abfolge der Schichten als normal betrachten. Die sorgfältige mikrofazielle und gefügekundliche Beschreibung des Rhäts der Luganer Schwelle von F. WIEDENMAYER erlaubt uns heute, das Rhät des T. Cassone mit dem des S.-Agata-Profils näher zu vergleichen.

Die zwischen Hauptdolomit und den erwähnten Dolomitbreccien liegenden Schichten lassen sich heute mit Sicherheit dem Rhät zurechnen. Folgende lithologische Typen lassen sich mit Schichtgliedern des S.-Agata-Profils direkt vergleichen:

1. Feinschichtiger, grau-weiss-gebänderter Dolomit, entspricht mikrofaziell S. Agata Nr. 28 (WIEDENMAYER, 1963, Fig. 16): Dolomitisch-calzitischer mm-Rhythmit, dessen einzelne Feinschichten durch gegen oben abnehmende Korngrösse des pelitischen Karbonats gekennzeichnet sind. Gegenüber S. Agata Nr. 28 tritt das detritische Material stark zurück, kleine eckige Quarzsplitter sind unregelmässig verteilt. Gänge bohrender Organismen verlaufen diskordant zur Feinschichtung. Das Gefüge ist öfters spät-diagenetisch zerbrochen (Inhomogenitätsbreccien).
2. Bioklastischer Kalkarenit, entspricht mikrofaziell weitgehend S. Agata Nr. 11a (F. WIEDENMAYER, 1963, Fig. 6): Die Grundmasse, pelitischer Calcit, teilweise metasomatisch durchsetzt von Dolomitrhomboedern, ist dicht erfüllt von Organodetritus: Lamellibranchier-Schalentrümmer, Foraminiferen (*Glomospira* sp.), Cyanophyceenknöllchen, umkrustet von dichtem biogenem Material.
3. Spergenit, vergleichbar S. Agata Nr. 18 (WIEDENMAYER, 1963, p. 561, Fig. 12): In calcitisch rekristallisierter Grundmasse von biogenem Material umkrustete Ooide, Composite grains und Organodetritus (Lamellibranchierschalen, Gastropoden, Seeigelstacheln).
4. Bioklastischer Kalkarenit: entspricht mikrofaziell S. Agata Nr. 9 (F. WIEDENMAYER, 1963, Fig. 5): In einer calcitisch-pelitischen Grundmasse mit eingestreuten, kleinen, eckigen Splintern von detritischem Quarz liegen meist rekristallisierte Lamellibranchierschalen, welche von dichtem, biogenem calcitischem Material korrodiert und umkrustet sind (Cyanophyceen, Nubeculariden, Serpuliden). Einzelne Cyanophyceenknöllchen.

Die hangenden Dolomitbreccien führen durchwegs rhätische Gesteine als Komponenten. Unter ihnen dominieren authigene Kalkarenite. Daneben finden wir feinkörnige Dolomite; flaserig-texturierte Pelite, die kleine Quarzsplitter und Crustaceenkoprolithen (*Favreina*) führen; feinkörnige Pelite, reich an detritischem Quarz und mit flaserigen Ton-reichen Schmitzen (vgl. S. Agata, Nr. 27). Die Grundmasse der Breccien ist meist ein feinkörniges Dolomitmosaik, das sporadisch Erz und Glaukonit führt. Die spät-diagenetische, metasomatische Dolomitisation ergreift teilweise auch die Komponenten (s. P. LEHNER, p. 124).

Die stratigraphische Stellung der Dolomitbreccien ist vorderhand noch unsicher; wir stellen sie mit Vorbehalt noch zum Rhät.

b) Monte Sant'Agata

In unserem eigenen Arbeitsgebiet finden wir, abgesehen von sehr unsicheren Vorkommen im Kern der Scaria-Antiklinale, rhätische Ablagerungen einzig im überkippten Schenkel der S. Agata-Synklinale nord-östlich Rovio, wo sie zusammen mit Hauptdolomit und Broccatello das Liegende der lombardischen Kieselkalke bilden (vgl. Fig. 48). Hauptdolomit, Rhät und Broccatello zeigen extrem diskordante, verzahnte Lagerungsverhältnisse. Solche charakterisieren besonders den Ostrand der Luganer Schwelle zwischen Cantine di Tremona und Barozzo, wo sie auf die intensive, rhätisch-liasische, syngetische Tektonik zurückzuführen sind (F. WIEDENMAYER, p. 629). Am M. S. Agata wurden die primär bereits sehr komplexen Lagerungsverhältnisse durch die alpine Tektonik stark überprägt. Die einzelnen Schichtglieder wurden intensiv miteinander verschuppt, so dass sich die ursprünglichen Verhältnisse nicht mehr rekonstruieren lassen. Der mikrofazielle Vergleich mit dem Rhät von Tremona gestattet jedoch die sichere Zuordnung der einzelnen Gesteinstypen zum Rhät:

1. Hellgraue, breccierte, grobkörnige, Glaukonit-führende Dolomite (am Weg auf den M. S. Agata, Quote 840): DS: Grobkörniges Dolomitmosaik, eckig zerbrochen, Rupturen mit feinkörnigem Kristallzerreissel gefüllt. Glaukonit in hellgrünen, isotropen Schuppen. Solche Dolomite treten im Gebiet von Tremona am Barozzo auf (WIEDENMAYER, p. 584).
2. Am N-Grat des M. S. Agata treten vorwiegend hellgraue bis gelblichgraue Dolomite mit unregelmässigen weissen Hornsteinsplintern auf. Im Dünnschliff zeigt sich ein grobkörniges Dolomitmosaik, das partiell durch einheitlich undulös auslöschenden Quarz mit zerfaserten Umrisen metasomatisch ersetzt ist. Teilweise sind Reste eines ursprünglichen kalkarenitischen Gefüges sichtbar: feinkörnige Komponenten von Dolomit, Ooide. Zusammen mit den Glaukonit-führenden

Dolomiten scheinen diese Dolomite für den Ostrand der Liganer Schwelle charakteristisch zu sein (Ligonago, Barozzo, Stabio; WIEDENMAYER, p. 583–584).

3. Bräunliche bis graue, sehr heterogene Spergenite: in pelitischer, partiell rekristallisierter Grundmasse von biogenem Material korrodierte und umkrustete Schalenrümmer von Lamellibranchiern, rundliche, biogene Partikel aus kryptokristallinem Calcit («pellets»), Pseudooide. Biogene Krusten beteiligen sich auch am Aufbau von Ooiden. Zahlreiche Kleinforaminiferen, kleine eckige Quarzsplitter.
4. Bräunliche bis graue, feinkörnige Kalke: Schlierig-flaserig texturierte pelitische Grundmasse mit kleinen eckigen Quarzsplittern und kugeligen bis ellipsoidischen Partikeln aus kryptokristallinem, vermutlich biogenem Material («pellets»). Diese Gesteine zeigen grosse Ähnlichkeit mit gleich texturierten Peliten, welche Crustaceen-Koprolithen (*Favreina*) führen und als Komponenten der Dolomitbreccien des T. Cassone auftreten.

c) Scaria-Antiklinale

Zwischen Val Ruina und Cantine di Gandria verzeichnet die italienische geologische Karte (Bl. 32, Como, 1937) Conchodon-Dolomit. Im betreffenden Abschnitt sind jedoch nur die tieferen Partien des lombardischen Kieselkalkes aufgeschlossen. REPOSSI (1902) gibt unter der Brücke von Scaria im Kern der Antiklinale Rhät an; auch an dieser Stelle fanden wir nur lombardischen Kieselkalk. Ob das Rhät weiter östlich im Kern der Antiklinale tatsächlich zum Vorschein kommt, konnten wir leider nicht überprüfen. In diesem Zusammenhang sei noch darauf hingewiesen, dass besonders in der älteren Literatur zahlreiche Verwechslungen zwischen Rhät und Lias vorkommen. Besonders innerhalb der Generoso-Masse haben die betreffenden Autoren, wahrscheinlich irritiert durch die monströsen Mächtigkeiten des Kieselkalkes, diesen oft für Rhät gehalten (z. B. NEGRI und SPREAFICO, TARAMELLI).

Sichere rhätische Gesteine fanden sich hingegen in einem isolierten Aufschluss in der Überschiebungszone der Scaria-Antiklinale am N-Hang des Pian d'Orano zwischen Belvedere und Pucin (722 330/094 360). Aus den schlechten Aufschlussverhältnissen geht nicht hervor, ob diese Gesteine im Kern der Antiklinale mit den umgebenden Kieselkalken verschuppt wurden, oder ob sie als exotischer Komplex im Kieselkalk liegen. Bioklastische Kalkarenite zeigen im Dünnschliff grosse Ähnlichkeit mit Schicht 9 des S.-Agata-Profiles (WIEDENMAYER, p. 556) und Nr. 4 des Cassone-Tobels: In kryptokristalliner, biogener Grundmasse liegen zahlreiche rekristallisierte Lamellibranchierschalen und Echinodermentrümmer, welche von Cyanophyceen und Nubecularien umkrustet sind, untergeordnet Schalenrümmer dickschaliger Mollusken mit erhaltener Prismenstruktur. In der Grundmasse finden sich schlierig verteilt Lagen pelitischen Materials mit eckigen Quarzsplitterchen, stellenweise Rhomboederchen-Dolomitisation. Mit diesen bioklastischen Kalkareniten assoziiert treten auch feinschichtige Dolomitpelite auf, welche aus einer Alternanz von homogenem, kryptokristallinem, wahrscheinlich biogenem Material und mechanisch angelagertem Dolomitpelit mit eckigen Quarzsplitterchen bestehen. Das Gefüge ist paradiagenetisch mehrfach zerbrochen. Weiterhin beobachteten wir diffus dolomitisierte Kalkpelite mit kalkarenitischen Partien.

Im Steinbruch unmittelbar östlich des Museo Doganale (722 650/095 450) treten im Liegenden der tiefsten Dolomite des unteren Lias dolomitische Gesteine auf, welche möglicherweise noch dem Rhät angehören. Es handelt sich um völlig dolomitisierte Kalkarenite, deren ursprüngliches Gefüge nur noch relik-tisch erkennbar ist, ferner um dolomitisierte Breccien, welche sich mit den Dolomitbreccien des T. Cassone vergleichen lassen. In einem dolomitischen Zement liegen Komponenten rhätischer Gesteine verschiedener Grösse (1 mm bis ca. 2 cm). Wir finden unter ihnen uns bereits wohlbekannte Typen wie die Dolomitpelite mit Ton-reichen Schmitzen und Quarzsplitterchen, dolomitisierte «pelletal limestones», bioklastische Kalkarenite, homogene Dolomitpelite, einzelne, innerhalb der Grundmasse oft nur noch schattenhaft erkennbare Ooide und «pellets». Während sich die Komponenten der pelitischen Dolomite stets deutlich vom Zement abheben, zeichnen sich die Komponenten der dolomitisierten Kalkarenite nur undeutlich durch ihre relik-tisch erhaltenen Gefügemerkmale innerhalb des Dolomitmosaiks ab (s. oben p. 17). Wir stellen diese Gesteine mit Vorbehalt noch ins Rhät, es könnte sich aber auch um völlig dolomitisierte klastische Gesteine des untersten Lias handeln.

3. Fossilinhalt und Alter

Während sich die lombardische Fazies des Rhäts durch einen ausserordentlichen Fossilreichtum auszeichnet, sind bestimmbar Fossilien im Rhät der Liganer Schwelle eher selten. Am M. S. Agata fehlen sie

bisher vollständig. Aus dem Rhät des T. Cassone bestimmte A. FRAUENFELDER (l. c., p. 312) *Cardita austriaca* HAUER und *Dimyodon intusstriatum* EMMRICH sp. Beide Arten kommen im Rhät der benachbarten Val Solda vor (S. CONTI, 1954). Wir selbst fanden einzig in einem Schliff der Sammlung von P. LEHNER, ebenfalls aus dem Cassone-Tobel, eine Form, welche *Involutina turgida* KRISTAN nahesteht (? *Paratrocholina*) (Fig. 4).

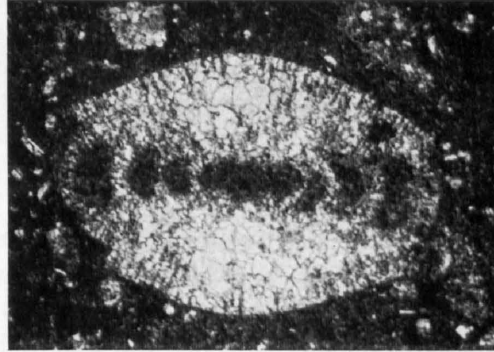


Fig. 4. *Involutina* cf. *turgida* KRISTAN, (? *Paratrocholina*) $\times 70$.
Rhät des Cassone-Tobels, Smlg. P. LEHNER, 1952

Involutina turgida wurde 1957 erstmals aus dem Rhät der nördlichen Kalkalpen beschrieben und seither von F. WIEDENMAYER auch im Rhät der Luganer Schwelle gefunden. Neben diesen spärlichen Fossilfunden bestätigt aber die vollständige mikrofazielle Übereinstimmung mit dem fossilführenden Rhät der Luganer Schwelle das rhätische Alter der Dolomite und Kalkarenite vom M. S. Agata und vom Cassone-Tobel.

Das reduzierte Rhät der Luganer Schwelle wurde von A. SENN und P. LEUZINGER dem oberen Rhät (= Conchodon-Dolomit) gleichgestellt. Mit F. WIEDENMAYER halten wir diese Bezeichnung für arbiträr. Da der Leitwert der Fossilien gering ist und das Rhät der Luganer Schwelle oben und unten von Schichtlücken begrenzt ist, lässt sich nicht angeben, welchen chronostratigraphischen Ausschnitt es umfasst. Ebenso sind Faunenunterschiede innerhalb der lombardischen Serie des Rhäts lediglich faziell bedingt, so dass die Unterteilung in unteres, mittleres und oberes Rhät keine paläontologisch fundierte Zonierung darstellt, wie man nach älteren Darstellungen glauben könnte, sondern höchstens innerhalb der lombardischen Ausbildung lokalstratigraphische Bedeutung hat (V. I. SLAVIN, 1963; O. VECCHIA, 1950, p. 7).

4. Sedimentation und Paläogeographie

Die Ökologie des rhätischen Ablagerungsraumes im Bereich der Luganer Schwelle hat F. WIEDENMAYER (l. c., p. 36–40) anhand der frappanten Analogien zu den rezenten Kalkareniten der Bahamas ausführlich diskutiert. Wir können uns deshalb auf die Wiederholung der wichtigsten Punkte, die zum Verständnis der paläogeographischen Entwicklung notwendig sind, beschränken. Biohermale Bildungen (Korallen) und rein karbonatische authigene Kalkarenite weisen auf ein seichtes, gut durchbewegtes und oxydierendes, marines Milieu. Wie sich aus verschiedenen Beobachtungen herleiten lässt, kam es daneben zu partieller Trockenlegung und zur Ausbildung seichter, mehr oder weniger geschlossener Becken, in welchen (wahrscheinlich primär-) dolomitisch-pelitische Gesteine abgelagert wurden. Untergeordnet treten auch detritisch-klastische Kalkarenite auf, welche lokale Aufarbeitung anzeigen. In den verschiedenen Gesteinen lassen sich verschiedene Phasen der Dolomitbildung, von primärer Dolomitfällung bis zu vollständiger, spätdiagenetischer Dolomitisation, beobachten (WIEDENMAYER, p. 573–577). Das Rhät überlagert überall zwischen Lago Maggiore und Luganer Linie transgressiv den Hauptdolomit. Stellenweise fehlt es heute vollkommen, so dass der untere Lias bis auf den Hauptdolomit hinunter greift.

Das lombardische Faziesgebiet ist durch starke Subsidenz und kontinuierliche Sedimentation charakterisiert. Subsidenz und Sedimentation waren ungefähr im Gleichgewicht. Die Mächtigkeiten erreichen

überall beträchtliche Werte: um 1000 m im Generoso-Becken, 300–600 m in den westlichen Bergamasker Alpen (DESIO). Die grössten Beträge finden wir in den zentralen Bergamasker Alpen (Lago d'Iseo), wo sich zwischen das 2500 m mächtige Rhät und den typischen Hauptdolomit noch etwas über 1000 m dunkle, gut gebankte, fossilere Kalke einschalten («Infraretico», O. VECCHIA, 1950, ? = plattige, bituminöse Fazies des Hauptdolomits). Im unteren Rhät weisen die dunkeln, bituminösen Tonschiefer, Mergel und Mergelkalke auf Ablagerung in einem seichten Stillwasserbereich hin. Gegen das mittlere Rhät stellt sich eine oszillierende Verschiebung gegen rein marine Verhältnisse ein. Biostromale Kalke mit Korallen und authigene Kalkarenite kommen zur Ablagerung. Im oberen Rhät hat die metasomatische Dolomitisierung oft die ursprünglichen Texturen verwischt. Die starken Mächtigkeitsschwankungen des Conchodon-Dolomits (15–300 m), von denen RASSMUSS (1912, p. 362) aus der südöstlichen Alta Brianza berichtet, lassen an biohermale Bildung denken. Häufig sind Übergänge zu authigenen Kalkareniten zu beobachten. Wir gehen also kaum fehl, wenn wir auch den Conchodon-Dolomit als Ablagerung des «Riffbereichs» deuten. Die Entwicklung dieser «Riffe» wurde in erster Linie durch die Subsidenz kontrolliert. Im Generoso-Becken kommt die «Riffsedimentation» grosso modo mit der Rhät-Lias-Grenze zum Abschluss. In Gebieten weniger starker Subsidenz vermochten die «Riffe» bis ins Héttangien (südöstliche Alta Brianza, RASSMUSS, p. 367–374, westliche Bergamasker Alpen: M. Albenza, KRONECKER, 1910; DESIO, 1929, p. 30–39) zu persistieren. Andererseits soll der Conchodon-Dolomit nach RASSMUSS (l.c., p. 364) und REPOSSI (1929, p. 31) in der östlichen Alta Brianza stellenweise fehlen, in diesem Fall sollen die gut gebankten rhätischen Kalke kontinuierlich in den lombardischen Kieselkalk übergehen. Nach unserer Erfahrung bedarf diese Beobachtung eines kontinuierlichen Übergangs zwischen Rhät und lombardischem Kieselkalk allerdings einer Überprüfung.

Dieser Faziesverteilung liegen tektonische Ursachen zugrunde. Eine intensive syngenetische Dehnungstektonik kennzeichnet vor allem das Gebiet der Luganer Schwelle zwischen Arzo und Tremona, wo das Rhät in verschiedener Mächtigkeit und Fazies auf verschiedene Blöcke verteilt ist. Die rhätischen Bruchzonen streichen im allgemeinen Nord–Süd, d.h. parallel zur Luganer Linie.

Im Grenzbereich zwischen Luganer Schwelle und Generoso-Becken lassen sich heute keine rhätischen Strukturen mehr unmittelbar nachweisen. Die abrupten Mächtigkeits- und Faziesänderungen zwischen dem Rhät der Luganer Schwelle und demjenigen des Generoso-Beckens lassen jedoch mit einiger Sicherheit vermuten, dass das Generoso-Becken bereits im Rhät längs einer Nord–Süd-streichenden Störungszone, einer steilen Flexur oder einer Abschiebungszone, abgesenkt wurde. Die Grenze zwischen Luganer Schwelle und Generoso-Becken lag im Rhät etwas östlich der heutigen Luganer Linie: unmittelbar östlich der Luganer Linie ist das Rhät noch in der Fazies der Luganer Schwelle ausgebildet. Besonders das Rhät des M. S. Agata bei Rovio zeigt grosse Ähnlichkeit mit dem Ostrand der Luganer Schwelle zwischen Ligonago und Barozzo. Wie wir weiter unten sehen werden, wurde der Ostrand der Luganer Schwelle erst im unteren Lias in der Absenkung des Generoso-Beckens einbezogen. Die mit dem rhätischen Fazieswechsel verknüpften Strukturen liegen deshalb heute tief unter dem lombardischen Kieselkalk des unteren Lias begraben. Einen kleinen Hinweis auf rhätische Strukturen finden wir einzig im brusken Abtauchen des Cassone-Sattels gegen Osten. Nur 3,5 km östlich des T. Cassone, in der Val Solda, erreicht das Rhät in lombardischer Fazies bereits mindestens 800 m Mächtigkeit¹⁾. Auf eine fazielle Annäherung deutet dort höchstens das Zurücktreten der Mergel zugunsten der Kalke sowie eine zunehmende Dolomitisation gegen Westen. Epiklastische Kalkarenite scheinen nach P. LEHNER (l.c., p. 125) im Rhät der Val Solda nicht vorzukommen, untergeordnet treten jedoch im mittleren Rhät intraformationelle Breccien mit «mud pebbles» auf. Detritischer Quarz in kleinen eckigen Splintern ist Luganer Schwelle wie lombardischem Faziesbereich gemeinsam und deutet auf weiter entfernte, kristalline Liefergebiete. Die Seltenheit echt klastischen Materials im Rhät der Val Solda ist weiter jedoch nicht verwunderlich, solange die Sedimentation mit der Absenkung Schritt hielt und nur kleine Niveau-Unterschiede Anlass zu lokalen Aufarbeitungen gaben. Wie wir sehen werden, ändert sich dieser Zustand mit dem Beginn des unteren Lias. In diese Zeit fällt auch die hauptsächlichste Abtragung rhätischer Gesteine im Bereich der Luganer Schwelle.

Zusammenfassend lassen sich im Rhät der Südalpen drei paläogeographische Bezirke mit verschiedener fazieller Entwicklung erkennen: 1. Ein stabiler venetischer Schelf, der durch einen Riffgürtel von einem

¹⁾ Die von S. CONTI (1954, p. 39) auf 400–500 m geschätzte Mächtigkeit ist viel zu gering (P. LEHNER, 1952, p. 125).

bergamaskischen Trog getrennt ist. 2. Der bergamaskische Trog ist gekennzeichnet durch rasche Subsidenz und Schritt haltende Sedimentation. Über die interne Gliederung dieses Troges in Zonen stärkerer und schwächerer Subsidenz (relative Schwellen und Becken) wissen wir noch nichts. 3. Im Westen wird der bergamaskisch-brescianische Trog von einer Hochzone mit reduzierter Sedimentation begrenzt. Während sich im Norien eine Ausbildung von Becken und Schwellen einzig in Mächtigkeitsänderungen des Hauptdolomits äusserte, lässt sich mit dem Rhät deutlich eine beginnende Aufsplitterung in ein kompliziertes Schollenmosaik erkennen, dessen weitere Entwicklung im unteren und mittleren Lias wir verfolgen werden. Bereits im Rhät zeigt sich ausserdem, dass 1. die paläogeographischen Räume schief bis quer zum allgemeinen alpinen Streichen verlaufen, 2. die Grenzen der paläogeographischen Bezirke mit wichtigen alpinen Querstörungen (Luganer Linie, Judikarienlinie, O. VECCHIA, 1957) zusammenfallen, deren alte Anlage sich aus der Sedimentation und der syngenetischen Tektonik ableiten lässt.

F. Unterer und mittlerer Lias

1. Übersicht

Stärker noch als das Rhät zeigt der südalpine Lias¹⁾ heteropische Entwicklung (Tabelle 1). Östlich der judikarischen Störungen und des Gardasees finden wir die venetische Fazies der «calcari grigi», einer wechselreichen Serie biohermaler Kalke (patch-reefs) und authigener Kalkarenite. Gegen W sind sie durch einen mächtigen Riffkomplex, dessen rhätischer Anteil (Conchodon-Dolomit, Grenz-Dolomit) sich nicht vom liasischen (Corna) trennen lässt, vom lombardischen Faziesgebiet getrennt. Das zentrale lombardische Faziesgebiet ist wie im Rhät durch starke Subsidenz gekennzeichnet. Während die Riffbildungen der Corna im Grenzgebiet zwischen venetischer und lombardischer Fazies bis mindestens in den mittleren Lias reichen, vermögen sie in den zentralen Bergamasker Alpen meist nur bis zum Ende des Héttangien mit der starken Subsidenz Schritt zu halten. Nur an einzelnen Orten reichen sie bis ins Sinémurien hinauf (Zandobbio, DESIO, 1944). Der grösste Teil des unteren und mittleren Lias wird von einer mächtigen Serie kieseliger und mergeliger Kalke mit grobklastischen Einschaltungen aufgebaut. Im Gebiet E des Lago d'Iseo treffen wir vorwiegend mergelreiche, gelbe, z. T. bräunlichen Hornstein-führende Varietäten mit zahlreichen limonitierten Ammoniten. In den Brescianer Alpen wird diese Fazies seit langem «Medolo» genannt (O. VECCHIA, 1946, p. 14–18; M. B. CITA et al., 1961, p. 334–339). In den westlichen Bergamasker Alpen und innerhalb des Generoso-Beckens überwiegen im unteren Lias monotone, blaugraue, feinkörnige, leicht bituminöse Kieselkalke, die teilweise Bänder und Knollen von schwarzem Hornstein führen. Wir bezeichnen diese Fazies als lombardischen Kieselkalk. Mit dem mittleren Lias stellen sich auch in der westlichen Lombardei Medoloartige Gesteine ein. Die beiden Gesteinstypen, Medolo und lombardischer Kieselkalk sind durch unmerkliche horizontale und vertikale Übergänge verbunden.

In der westlichen Lombardei akzentuiert sich im unteren Lias die Differenzierung des südalpinen Raumes in einzelne Schwellen und Becken noch mehr. So zeichnet sich westlich der eigentlichen Luganer Schwelle im unteren Lias die Absenkung eines weiteren Beckens (M. Nudo-Becken) ab, dem sich im W wiederum eine Schwelle (Schwelle von Arolo–Gozzano) anschliesst (s. Fig. 5).

¹⁾ Wir verwenden im folgenden für den unteren und mittleren Lias die Stufeneinteilung, wie sie F. WIEDENMAYER (1963, p. 545) braucht; dies vor allem, um den Vergleich mit seiner Arbeit zu erleichtern. Gegenüber der Einteilung von ARKELL (1956) und den Empfehlungen des Colloque du Jurassique, Luxembourg 1962 (HÖLDER, 1963) ergeben sich folgende Abweichungen:

W. J. ARKELL (1956), HÖLDER (1963)	F. WIEDENMAYER (1963)	
oberes Pliensbachien (Domérien)	Domérien	} mittlerer Lias
unteres Pliensbachien (Carixien)	Pliensbachien	
oberes Sinémurien (Lotharingien)	Lotharingien	} unterer Lias
unteres Sinémurien	Sinémurien	
Héttangien	Héttangien	

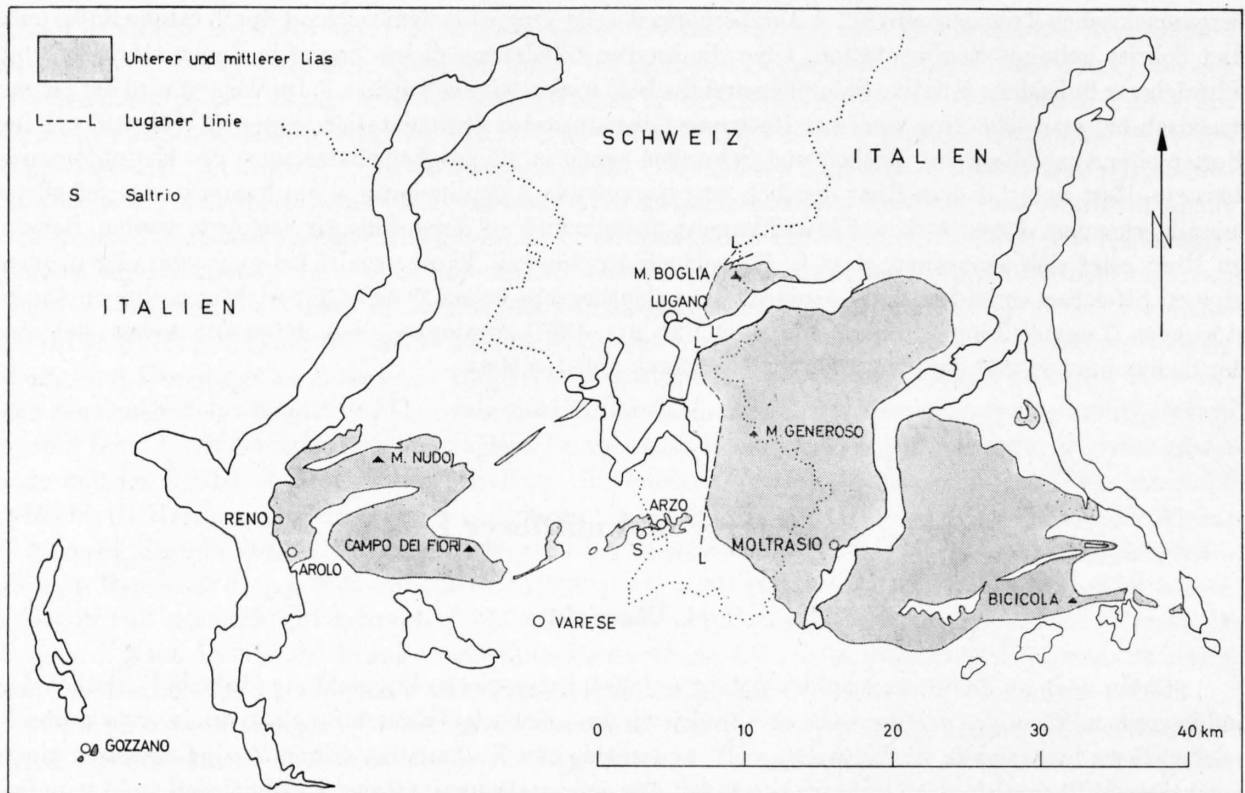


Fig. 5. Übersichtskarte des westlombardischen Unter- und Mittel-Lias

Die sedimentäre und paläotektonische Entwicklung der Luganer Schwelle wurde von F. WIEDENMAYER im Detail beschrieben. Wir resümieren im folgenden die wichtigsten seiner Ergebnisse, soweit sie für das weitere Verständnis notwendig sind: Im Bereich der eigentlichen Luganer Schwelle, zwischen Arzo und Tremona, fehlt der lombardische Kieselkalk vollkommen. Der untere Lias ist hier in ganz besonderer Fazies ausgebildet: Massige, bunte, biogen-detritische Kalke mit nesterweise verteilten Fossilien (Broccatello) überlagern mit einer Schichtlücke, stellenweise sogar mit ausgeprägter Winkeldiskordanz, Rhät und Hauptdolomit. Der mittlere Lias wird im selben Raum durch sehr geringmächtige, tiefrote, massige, Mn-führende Cephalopodenkalke mit kondensierter Fauna vertreten (Besazio-Kalk).

Tabelle I. Übersicht über die Schichtglieder des lombardischen Lias

	M. Nudo-Becken	Luganer Schwelle	Generoso-Becken	Bergamo	Brescia	Garda
ob. Lias	?		Ammonitico rosso			
mittl. Lias	Medolo		Cephalopodenkalke		Medolo	
	Lombardischer Kieselkalk	Besazio-Kalk	Medolo			
unt. Lias	«Saltrio»	Broccatello	Lombardischer Kieselkalk			
	fehlt			Corna		Corna
ob. Rhät	reduziert oder fehlend		Conchodon-Dolomit			

Broccatello wie Besazio-Kalk beteiligen sich nun aber auch an der Bildung äusserst heterogener Breccien, welche Gänge im liegenden Hauptdolomit bilden und eine oft komplexe Zusammensetzung aus Trümmern der Gesteinsunterlage sowie mehreren Phasen der überlagernden Sedimente aufweisen. Die einzelnen Phasen, Hauptdolomit, Rhät, verschiedene Generationen von Broccatello, Besazio-Kalk und «glimmerführendes Domérien» treten gegenüber jüngeren Phasen als Komponenten, gegenüber älteren jeweils als Grundmasse auf. Bei Anwesenheit von Hauptdolomit-Komponenten und Lias-Anteilen bezeichnen wir diese Breccien als *Macchia vecchia*. Sie füllen Bruchspalten sowie enge, scharf begrenzte Gräben (1- bis 10-m-Bereich) im Hauptdolomit, deren Richtung deutlich mit der Luganer Linie in Beziehung steht. Damit ist auch ein Hinweis auf ihre Genese gegeben: In vorgezeichneten Schwächezonen liess die intensive rhätisch-liasische Dehnungstektonik wiederholt Spalten aufreissen, welche descendent mit unverfestigtem Sediment gefüllt wurden. Die jüngeren Sedimente durchschlagen jeweils das ältere, konsolidierte Gefüge diskordant in der Art von Gängen. Ausserdem bilden die einzelnen Gesteine, einzeln oder kombiniert, descendente Gänge, Lagergänge und Apophysen kleineren Ausmasses (mm- bis dm-Bereich) in den selbständig auftretenden älteren Generationen.

Mächtigkeit, Fazies und stratigraphischer Umfang des Broccatello sind starken Schwankungen unterworfen. Im Bereich der Steinbrüche von Arzo umfasst er den ganzen unteren Lias; allerdings weisen Anzeichen von Kondensation sowie lokale Aufarbeitung und Lückenhaftigkeit der stratigraphischen Abfolge auf interne Schichtlücken. E von Tremona umfasst der Broccatello nicht mehr den ganzen unteren Lias. An einem syngenetischen Bruch setzt der Kieselkalk in seinem Hangenden sprunghaft wieder ein. Dabei wird das Einsetzen der Kieselkalk-Sedimentation wie E der Luganer Linie von der Subsidenz der einzelnen Bruchschollen bestimmt. Teils liegt die Grenze Broccatello/Kieselkalk schon im mittleren Sinémurien (Cantine di Tremona), teils erst im unteren Lotharingien (Ligonago). Im allgemeinen setzt die Kieselkalk-Sedimentation gegen das Generoso-Becken zu von Scholle zu Scholle früher ein, wobei auch die Mächtigkeiten sprunghaft zunehmen. Allerdings gibt uns die Mächtigkeit des Kieselkalks kein Mass für den Zeitpunkt ihres Einsetzens, wie FRAUENFELDER und SENN annahmen, da die Sedimentationsgeschwindigkeit nicht überall gleich gross ist, sondern von der sehr unregelmässigen Subsidenz der einzelnen Beckenteile kontrolliert wird. Dies zeigt sich vor allem auch am Ostrand des Generoso-Beckens, wo bei kontinuierlicher Sedimentation nur weit geringere Mächtigkeiten erreicht werden als am W-Rand des Beckens, z. B. zwischen Melano und Bella Vista.

Unmittelbar E der Luganer Linie, am M. S. Agata oberhalb Rovio und zwischen Melano und Capolago, finden wir zunächst noch Verhältnisse, wie wir sie aus der Gegend E Tremona kennen. Mit Hauptdolomit und Rhät verzahnt finden wir Broccatello und *Macchia vecchia* an der Basis des Kieselkalks. Erst mit weiterer, allem Anschein nach sprunghafter Mächtigkeitszunahme des Kieselkalks treffen wir kontinuierliche Sedimentation vom Hauptdolomit in den Lias, wie sie das zentrale Generoso-Becken und auch das E anschliessende Gebiet der Bergamasker Alpen kennzeichnet. In der Val Solda und am N-Hang des M. Galbica liegt der lombardische Kieselkalk ohne Schichtlücke über dem oberrhätischen Conchodon-Dolomit.

Im Bereich des M.-Nudo-Beckens überlagern überall epiklastische Kalkarenite transgressiv den Hauptdolomit, reduziertes Rhät oder kontinentale Ablagerungen (Terra rossa) des untersten Lias (P. LEUZINGER, 1926, p. 110–116; J. VAN HOUTEN, 1929, p. 16–18; F. WIEDENMAYER, 1963, p. 594). Darüber folgt, meist bereits nach wenigen Metern, die Beckenfazies des lombardischen Kieselkalkes.

Abgesehen von den wenigen Stellen, wo der Besazio-Kalk den ganzen Mittellias vertritt (Luganer Schwelle zwischen Arzo und Tremona, Sasso Bicolare [F. WIEDENMAYER, 1963, p. 600–605], ? Entratico [C. F. PARONA, 1889, p. 303; S. VENZO, 1954, p. 106/107]) ist der untere Mittellias (Pliensbachien s. str.) in einer etwas abweichenden Fazies des lombardischen Kieselkalks (Medolo) ausgebildet. E der Adda, am M. Albenza (A. DESIO, 1929, p. 42–45; N. FANTINI und C. PAGANONI, 1953) und in den westlichen Bergamasker Alpen (A. DESIO und C. AIRAGHI, 1934) reicht die Fazies des Medolo bis in den oberen Mittellias (Domérien), in den Brescianer Alpen in den oberen Lias, stellenweise sogar bis ins Bajocien (CITA et al., 1961, p. 335, 341). Zwischen Lecco und Varese stellen sich mit dem Domérien geringmächtige, pelagische, meist knollig texturierte Cephalopodenkalke ein, welche im Bereich des M. Nudo-Beckens wiederum in Medolo mit grobklastischen Einschaltungen übergehen. Diese Einschaltungen stehen im Zusammenhang mit der Schwelle von Arolo–Gozzano. Bei Gozzano beteiligt sich Domérien (PARONA, 1892, p. 2) an der Bildung mehrphasiger Gesteine, welche unmittelbar den permischen Vulkaniten aufliegen.

2. Broccatello und Macchia vecchia

Unter der Bezeichnung Broccatello (d'Arzo) verstehen wir massige, meist bunte, oft völlig reine Kalke, wie sie für den untern Lias der Luganer Schwelle charakteristisch sind (F. WIEDENMAYER, 1963, p. 586–589; Lexique stratigraphique internat., 7c, Arzo). Die auffälligen bunten, geflammten und geaderten Varietäten, welche in Arzo überwiegen, treten in unserem Gebiet vollständig zurück. Im übrigen stimmt der Broccatello unseres Arbeitsgebietes hinsichtlich Lithologie, Ökologie und Lagerungsverhältnissen mit demjenigen der eigentlichen Luganer Schwelle überein. Vorherrschend sind einheitlich gefärbte, bräunliche, crèmefarbene und blassrötliche, sehr feinkörnige Kalke mit diffus verteiltem, feinstem Organodetritus, Gesteinstypen, wie sie besonders in der Gegend um Tremona auftreten. Gröberes bioklastisches Material erscheint in Nestern und Schlieren gehäuft. Unter den Fossilien überwiegen Crinoiden und Brachiopoden, welche gelegentlich in Enkriniten und Brachiopodenkalken gesteinsbildend auftreten. Daneben finden sich Ostracoden, Foraminiferen, Pharetronen, Korallen, Gastropoden und Lamellibranchier (*Avicula*, *Pecten*, *Lima*, *Ostrea*) sowie vereinzelte Ammoniten. Die Fossilien sind oft, im Gegensatz zum Broccatello von Arzo und Tremona, metasomatisch verkieselt und lassen sich dann mit verdünnten Säuren leicht isolieren. Untergeordnet treten im Broccatello auch epiklastische, kalkarenitische Partien auf, welche neben zahlreichen Fossiltrümmern Kalk- und Dolomitkomponenten und einzelne aufgearbeitete Ooide führen. An der Bildung von Macchia vecchia beteiligen sich entsprechend der Überlagerung durch unterliasischen Kieselkalk einzig Broccatello und ältere Gesteine. Sichere Vorkommen beschränken sich auf die Aufschlüsse zwischen Melano und Capolago (s. Fig. 44).

SW-Seite des M. S. Agata

Oberhalb Rovio finden wir in der SW-Flanke des M. S. Agata (720 720/088 230) an der Luganer Linie ein kleines, isoliertes Paket Broccatello. Es handelt sich um sehr feinkörnige, gelblich-bräunliche Kalke mit zahlreichen verkieselten Fossilien, Crinoiden, Brachiopoden (darunter *Spiriferina* cf. *spirigeroides* ROLLIER det. D. V. AGER), Gastropoden usw. und untergeordnet, um Enkrinite. Ausser den üblichen Fossilien liessen sich ein gut erhaltenes Exemplar von *Arnioceras* cf. *mendax* var. *raviplicata* FUCINI (det. F. WIEDENMAYER), einer Form der Semicostatum-Zone (mittleres Sinémurien) sowie zahlreiche, juvenile Arnioceraten isolieren. Leider sind die Lagerungsverhältnisse durch die intensiven alpinen Bewegungen längs der Luganer Linie verwischt, so dass wir heute nicht mehr entscheiden können, ob der Broccatello ursprünglich das Liegende des Kieselkalkes bildete oder aus dem lombardischen Kieselkalk (exotischer Block, s. p. 45–49) stammt. Immerhin ist mit diesem Fossilfund ein weiterer Hinweis auf das Alter des Broccatello am Westrand des Generoso-Beckens gegeben.

NW-Seite des M. S. Agata

Ähnliche Gesteine bilden das Liegende des lombardischen Kieselkalkes im überkippten Schenkel der S. Agata-Synklinale (s. Fig. 48). Wie bereits im Abschnitt über das Rhät erwähnt, wurden auch hier die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse alpin sehr stark überprägt, wir dürfen jedoch «verzahnte» Lagerungsverhältnisse von Hauptdolomit, Rhät und Broccatello annehmen, wie sie heute noch am Ostrand der Luganer Schwelle im Gebiet Barozzo charakteristisch sind.

Neben Enkriniten und feinkörnigen Kalken treten häufig epiklastische Kalkarenite auf, wie sie östlich Tremona sowohl als Einschaltungen im Broccatello wie auch an der Grenze Broccatello/Kieselkalk vorkommen (F. WIEDENMAYER, 1963, p. 589). Sie führen als Komponenten feinkörnige Kalke und Dolomite, rhätische Kalkarenite und einzelne aufgearbeitete Ooide. Der calcitische spätige Zement wird von neugebildeten Dolomitrhomboederchen durchsetzt, welche sich zu einzelnen Mosaikgruppen zusammenfügen. Stellenweise ergreift die Dolomitisation auch die Komponenten. A. FRAUENFELDER (1916, p. 320/321) bestimmte aus dem Broccatello des M. S. Agata verschiedene unterliasische Fossilien, von denen jedoch keine Form eine nähere stratigraphische Einstufung erlaubt. Nach Abschätzung von Fazies und Mächtigkeit der überlagernden Kieselkalke nimmt FRAUENFELDER Héttangien-Alter an. Wie wir oben erwähnt haben und wie aus dem Folgenden noch deutlich hervorgehen wird, lässt sich die Mächtigkeit der Kieselkalke nicht zu chronostratigraphischen Ableitungen heranziehen.

Castellaccio

Zwischen Melano und Capolago bilden Broccatello und Macchia vecchia das Liegende des lombardischen Kieselkalkes (s. Fig. 44 und 46). Unmittelbar östlich der Luganer Linie ziehen sie als ausgeprägte Rippe massiger, weiss anwitternder Gesteine von der unteren Valle del Molino, wo sie auf Quote 370 einen Riegel bilden, über Pt. 412 bis ins Tobel oberhalb Ronco. Dort ist auch die nur leicht gestörte Überlagerung durch den lombardischen Kieselkalk beobachtbar. Die Aufschlüsse in der untersten Valle del Molino (Quote 300) und im aufgelassenen Steinbruch unterhalb Castellaccio gehören einer Sackungsmasse an (s. p. 107).

Die Beurteilung der Lagerungsverhältnisse wird hier durch das Fehlen grösserer künstlicher Aufschlüsse, wie wir sie aus den zahlreichen Steinbrüchen von Arzo gewohnt sind, sowie durch die weisse kalkige Umkrustung, welche Broccatello und Hauptdolomit gleichmässig überzieht, sehr erschwert.

Anders als im Gebiet von Arzo zeigt der Broccatello bei Castellaccio meist eine grobe Bankung. Lithologisch besteht eine völlige Übereinstimmung mit den cremefarbenen und gelblichen Typen um Tremona. Um Pt. 412 erweist sich das Gestein völlig erfüllt von kleinen, verkieselten Brachiopoden, welche D. V. AGER als *Sulcirosta sequenzae* (GEMMELLARO) bestimmte. Besonders fossilreich ist der Broccatello im untersten Teil der Valle del Molino, wo neben Brachiopoden und Crinoiden, Pharetronen und Ostreen häufig sind.

Nördlich des Baches geht der Broccatello von Pt. 412 in Macchia vecchia über. Grobe, eckige Komponenten von Hauptdolomit liegen in einer feinkörnigen Grundmasse von Broccatello, welche zum Teil ihrerseits wieder eckig zerbrochen und von einer weiteren Generation von dunklem Kalkpelit durchsetzt wird. Neben den Hauptdolomitkomponenten und den verschiedenen Generationen von Broccatello liessen sich bisher nirgends rhätische Anteile beobachten. Analoge zwei- und dreiphasige Macchia vecchia tritt auch am Ostrand der Luganer Schwelle östlich von Tremona in typischer Lagerung auf (Castello, Cantine di Rancate, WIEDENMAYER, l. c., Taf. I, p. 629). Wir möchten für die Macchia vecchia von Castellaccio eine gleiche Genese wie für die Vorkommen des Ostrandes der Luganer Schwelle östlich Tremona annehmen. Dies um so mehr, als das Gebiet von Tremona zahlreiche Analogien mit den Verhältnissen längs der Luganer Linie zeigt.

Im aufgelassenen Steinbruch westlich Pt. 412 (720 000/082 975) tritt wiederum Macchia vecchia auf. Der Broccatello-Anteil hat hier zugunsten des Hauptdolomits stark abgenommen, in den westlich anschliessenden Aufschlüssen (hinter dem Haus an der Strasse) tritt er fast vollständig zurück, so dass wir mehr oder weniger kompakten, von Broccatello-Gängen durchschwärmten Hauptdolomit vor uns haben (FRAUENFELDER [l. c., p. 299/300] hielt den Aufschluss deshalb auch für normalen Hauptdolomit). Ähnliche Verhältnisse finden wir am Süden der Broccatello-Macchia vecchia-Zone im Tobel oberhalb Ronco, wo schichtparallele Lagergänge von Macchia vecchia den steilgestellten Hauptdolomit durchsetzen (s. unten, p. 27).

FRAUENFELDER (l. c., p. 320/321) stellte den Broccatello von Castellaccio auf Grund der gleichen Überlegungen wie im Falle des M. S. Agata ins Héttangien. Nach unserer Meinung handelt es sich – in Analogie zu den Verhältnissen östlich Tremona – eher um Sinémurien (vgl. auch p. 23). Das Fehlen der charakteristischen Gesteine, welche im zentralen Generoso-Becken das Héttangien kennzeichnen, spricht eher für eine solche Auffassung.

Muggiasca

Innerhalb der lombardischen Kieselkalke der Generoso-Masse findet sich bei Muggiasca ein von FRAUENFELDER (l. c., p. 350) entdecktes Vorkommen von Broccatello. In einem isolierten Aufschluss von etwa 3 auf 5 Metern (722 450/085 625) treten Hauptdolomit und verschiedene Phasen von Broccatello in charakteristischer «verzahnter» Lagerung auf. Grobkörnige Enkrinite, welche neben bioklastischem Material untergeordnet epiklastische Kalk- und Dolomitkomponenten sowie vereinzelte, aufgearbeitete Ooide führen, und feinkörnige, milchkaffeeartige Kalke greifen diskordant in die kleine Scholle von Hauptdolomit. Der Kontakt mit den umliegenden Kieselkalcken ist nirgends aufgeschlossen. Das Auftreten in einer tektonisch ausgezeichneten Zone macht es jedoch wahrscheinlich, dass es sich um einen tektonischen Schubfetzen handelt (vgl. p. 114/115).

Weitere, bereits von FRAUENFELDER (l. c., p. 317–320) angegebene Vorkommen von Broccatello innerhalb des Kieselkalkes werden wir im Zusammenhang mit letzterem weiter unten besprechen (p. 45–49).

3. Lombardischer Kieselkalk

Während wir den Broccatello als typische Schwellenfazies bezeichnen können, wird der lombardische Kieselkalk bereits durch seine ausserordentliche Mächtigkeit, welche im zentralen Generoso-Becken zwischen 3000 und 4000 m erreicht, als Beckenfazies charakterisiert. Das auf den ersten Blick hervorstechendste Merkmal dieser Beckenfazies ist ihre trostlose Einförmigkeit. Alle bisherigen Arbeiten, mit Ausnahme derjenigen von FRAUENFELDER und LEHNER, beschränken sich deshalb auf wenige, sehr allgemeine Bemerkungen und auf die Beschreibung der spärlichen, meist nicht horizontalen Fossilien. So eintönig die Serie der lombardischen Kieselkalke im grossen ist, so zeigt sie im Kleinbereich (Handstück bis Aufschluss) einen bisher oft übersehenen Reichtum an charakteristischen Merkmalen, welche uns wertvolle Hinweise auf Ökologie, Sedimentation, Paläogeographie und syngenetische Tektonik zu geben vermögen. Bewusst legen wir deshalb in unserer Darstellung das Hauptgewicht nicht auf eine möglichst feine stratigraphische Gliederung, welche bei der Armut an brauchbaren Fossilien auf lithologischen Merkmalen beruhen muss und meist nur lokale Bedeutung hat, sondern auf die Verzeichnung charakteristischer Einzelheiten.

Der lombardische Kieselkalk erscheint meist als gut gebankter, im frischen Bruch stets dunkel gefärbter, blaugrauer, bräunlichgrauer oder schwärzlicher, feinkörniger Kalk mit schwankendem Ton- und SiO_2 -Anteil. Graue und gelbliche Varietäten treten in den obersten Partien auf, durch limonitische Nester erhalten sie nicht selten ein rostig geflecktes Aussehen. Wir haben diese, auch durch ihren grösseren Gehalt an Ton und detritischen Partikeln vom Normaltypus des lombardischen Kieselkalkes etwas abweichende Fazies oben dem Medolo der Brescianer Alpen verglichen.

Das Gestein ist meistens, ausser in den Bachrissen, wo es eine helle bläuliche Anwitterungsfarbe zeigt, von einer erdigen, braunen, porösen Verwitterungsrinde überzogen. An Stellen intensivster chemischer Verwitterung, besonders an den während des Quartärs eisfrei gebliebenen Kuppen und wo stärkere tektonische Beanspruchung durch Zerbrehen des Gefüges eine vergrösserte Wegsamkeit zur Folge hatte, ist der Kalkanteil bis in mehrere Meter Tiefe vollständig aufgelöst und weggeführt. Das in den Verbandsverhältnissen ungestörte Gestein zeigt sich heute als leichte, schwammartige Masse von kieseligem und tonigem Material.

Die Kieselsäure ist entweder diffus innerhalb der einzelnen Kalkbänke verteilt oder in unregelmässigen Knollen und Bändern schwarzen oder bräunlichen Hornsteins konzentriert. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke bewegt sich im allgemeinen im Bereich von einem zu wenigen Dezimetern, stellenweise treten aber auch dünner gebankte, plattige Kalke oder auch Bänke von mehr als einem Meter Mächtigkeit auf. Oft sind die einzelnen Bänke durch Zwischenlagen von Mergel- und Kalkschiefern getrennt. Die Schichtflächen sind oft über und über bedeckt mit Lebensspuren, meist Helminthoiden, welche dem Gestein im Querschnitt eine charakteristische, flaserige Textur verleihen. Im frischen Bruch völlig homogen erscheinende Kieselkalke zeigen angewittert oft eine feine, zuweilen syndimentär verformte Feinschichtung (Lamination). Im Dünnschliff erweist sich der Kieselkalk als «Spongolith»: die kieselig-kalkige Grundmasse ist völlig erfüllt von Spongiennadeln, deren Zentralkanal in vielen Fällen noch deutlich sichtbar ist.

Mengenmässig untergeordnet, aber von um so grösserer Wichtigkeit sind psammitische und psephitische Gesteine: Kalkarenite mit mengenmässig wechselndem Anteil von bioklastischen und lithischen Komponenten, grobe Breccien und Konglomerate, ferner dolomitische Gesteine, die wir alle gesondert und im einzelnen besprechen werden.

a) Auflagerung

Westrand des Generoso-Beckens

Am W-Rand des Generoso-Beckens längs der Luganer Linie bilden Broccatello, Macchia vecchia und Rhät in der Fazies der Luganer Schwelle das normale Liegende des lombardischen Kieselkalkes. Die Auflagerungsverhältnisse sind meist durch die alpin tektonischen Ereignisse verwischt (Cassone, M. S. Agata), einzig im Tobel von Ronco wenig nördlich Capolago (720 100/085 500) lassen sie sich tektonisch nur leicht überprägt beobachten. Fig. 6 gibt in etwas schematisierter Form ein Profil durch die Basis des Kieselkalkes: Steilgestellter Hauptdolomit (1) der Broccatello-Macchia vecchia-Rippe von Castellaccio wird von schichtparallelen Macchia vecchia-Zügen (2) durchsetzt. An diese Gesteine schliesst sich mit unregelmässiger An-

lagerungsfläche ungeschichteter, schlierig texturierter Kieselkalk (3) mit unregelmässig verteilten Nieren und Splintern dunkeln Hornsteins (schwarz). Der Kieselkalk enthält grosse, rundliche, phacoidische Körper («Gerölle»), die sich kaum von der Grundmasse unterscheiden. In den dunkeln spongolithischen Kalkpeliten der Grundmasse finden sich, unregelmässig verteilt, zahlreiche verkieselte Brachiopoden, Pharetronen und *Pentacrinus*-Stielglieder. Daneben treten zahlreiche lithische Komponenten ($\varnothing < 5$ mm) von gelblich verwitterten Dolomiten und rhätischen Kalkareniten auf. Über einer tektonisch etwas gestörten Zone folgen zunächst knollige, Hornstein-freie (4), dann weiss anwitternde, dunkelgraue, Hornstein-reiche Kieselkalke (5), welche zunächst noch steil nach E einfallen, dann aber bald in normales, ca. 30° E-Fallen übergehen.

Nicht ohne weiteres verständlich sind die senkrechten *Macchia vecchia*-Züge im Hauptdolomit. Es liesse sich vermuten, dass das Hauptdolomitpaket bereits im Zusammenhang mit der rhätisch-liasischen Tektonik steilgestellt wurde. Andererseits ist nirgends ein Übergreifen des Kieselkalks über den steilgestellten Hauptdolomit zu beobachten. Leichte Diskordanzen zwischen Kieselkalk und Hauptdolomit können auch im Zusammenhang mit den alpinen Bewegungen längs der Luganer Linie entstanden sein. Wir nehmen deshalb an, dass die *Macchia vecchia* schichtparallele Lagergänge im Hauptdolomit bildet, ähnlich wie es von F. WIEDENMAYER von Arzo beschrieben wurde.

Wie schon im Falle der rhätischen Gesteine und des Broccatello zeigt das Gebiet längs der Luganer Linie auch bezüglich der Auflagerung der Kieselkalke ausgeprägte Analogien zum E-Rand der Luganer Schwelle östlich Tremona: Um die Cantine di sotto lagert der lombardische Kieselkalk unmittelbar auf *Macchia vecchia* (F. WIEDENMAYER, 1963, p. 593). Grösste Ähnlichkeit zeigt der «pseudokonglomeratische» Kieselkalk (3 unserer Fig. 6) mit Pseudokonglomeraten, welche bei Cantine di sotto die Basis des Kieselkalks bilden.

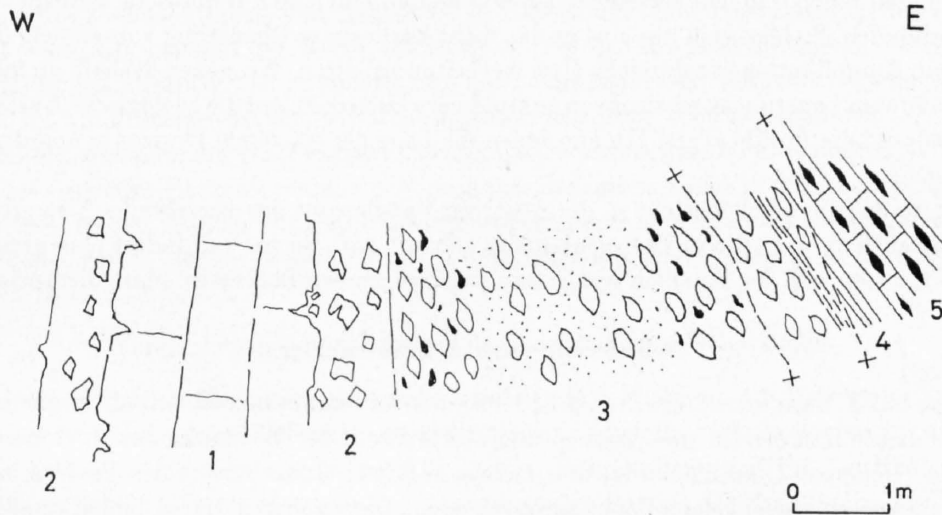


Fig. 6. Auflagerung des lombardischen Kieselkalkes im Tobel von Ronco NE Capolago

F. WIEDENMAYER (1963, p. 593/594) führt die Entstehung dieser Pseudokonglomerate auf Vorgänge zurück, welche durch die intensive syngenetische Tektonik ausgelöst wurden. Kippung von Schollen hätte ein Abrutschen überlagernder Kieselkalkpakete zur Folge gehabt, wodurch es in den unterlagernden, noch nicht völlig verfestigten kalkigen und mergeligen Partien zu Zerschierung und Abrollung der kalkigen Anteile gekommen wäre. Wir halten es für wahrscheinlich, dass solche Vorgänge auch im Falle der «Pseudokonglomerate» bei Ronco eine Rolle spielen.

Die Kontakte zwischen Hauptdolomit und lombardischem Kieselkalk an der Generoso-Bahn sind tektonisch überprägt (vgl. A. FRAUENFELDER, 1916, p. 321; R. TEICHMÜLLER, 1929, p. 385).

Zentrales Generoso-Becken

Im zentralen Generoso-Becken folgt der lombardische Kieselkalk konkordant und ohne beobachtbare Schichtlücke über dem *Conchodon*-Dolomit (Val Solda, Bene). BISTRAM (1903b, p. 31) spricht von einem

allmählichen Übergang vom Conchodon-Dolomit in den Kieselkalk. Nach unserer Erfahrung unterscheiden sich die unterliasischen Dolomite meist in ziemlich eindeutiger Weise durch ihre dunkelgraue oder bräunliche Färbung, ihre dünnere Bankung und vor allem durch ihren ursprünglich spongolithischen Charakter, der sich im Dünnschliff reliktsch erkennen lässt (P. LEHNER, 1952, p. 126).

Im Kern der Scaria-Antiklinale finden wir im Steinbruch unmittelbar östlich Museo Doganale Dolomite des untersten Lias. Sie überlagern dolomitisierte Breccien und Kalkarenite, welche wir noch mit Vorbehalt zum Rhät stellen und den Dolomitbreccien des Cassone-Tobels vergleichen (s. oben p. 17). Eine Schichtlücke zwischen dem fraglichen Rhät und den Lias-Dolomiten war nicht nachweisbar.

Die Überlagerung der Dolomitbreccien des T. Cassone durch die Kieselkalke scheint tektonisch stark beansprucht zu sein (P. LEHNER, 1952, p. 123).

Auch für das Gebiet des M. Generoso (östlich der Generoso-Überschiebung) nahm A. FRAUENFELDER (1916, p. 316–318, pl. 4) wie für den W-Rand des Generoso-Beckens eine «Transgression» des Lias auf Hauptdolomit an. Dies vor allem auf Grund der «Hierlatzkalke» (Broccatello) und Breccien in den tieferen Teilen der Serie. Rhät soll sich erst wieder im Gebiet des Sighignola einstellen. Wie wir sehen werden, kommt den «Riffkalcken» und Breccien jedoch eine wesentlich andere Bedeutung zu. Die Übereinstimmung des tieferen Lias des M. Generoso mit der Serie der Val Solda lässt uns dagegen am M. Generoso im Liegenden des Lias Rhät erwarten.

b) Mächtigkeit, Gliederung, Fossilführung und Alter

Mit Ausnahme der charakteristischen detritischen Einschaltungen fehlen im lombardischen Kieselkalk eindeutige Leitgesteine. Die verschiedenen petrographischen Varietäten, die sich durch Art der Schichtung, Mächtigkeit der einzelnen Bänke, Menge und Erscheinungsform des SiO_2 -Anteils usw. unterscheiden, wiederholen sich scheinbar regellos in den verschiedenen Horizonten und sind durch rasche seitliche und vertikale Übergänge verbunden. So lässt sich nur eine grobe, nicht kartierbare Gliederung vornehmen, der besonders bei tektonischen Komplikationen zahlreiche Unsicherheiten anhaften. Wir gehen deshalb im folgenden stets von den beobachteten Lagerungsverhältnissen aus und verweisen dazu auf die geologische Karte (Bl. Lugano des Geol. Atlas) und die Profile (Tafel II), aus denen die Lage der einzelnen Horizonte und der Fossilfundstellen hervorgeht.

Eine weitere Schwierigkeit besteht in der relativen Fossilarmut des Kieselkalks. Der grösste Teil der Fossilien ist allochthon und tritt in Breccienbänken gehäuft auf. Beides verhindert eine genauere Zoneneinteilung, doch lassen sich die Fossilien wenigstens zu einer groben Stufeneinteilung heranziehen.

Gliederung nach A. Frauenfelder

Als einziger hat A. FRAUENFELDER (l. c., p. 316–326) den lombardischen Kieselkalk zu gliedern versucht. Als Grundlage diente ihm das im wesentlichen ungestörte Profil der W-Flanke des M. Generoso zwischen Prato di Pioda (Generoso-Überschiebung) und Generoso-Gipfel. Innerhalb dieses Profiles lassen sich im grossen drei lithologisch verschiedene Zonen unterscheiden. Die untersten 150 m bilden dunkle, tonreiche, oft dolomitische Kieselkalke mit Einlagerungen von teilweise Hornstein-reichen, teilweise völlig Hornstein-freien Dolomiten, von braunen Echinodermenbreccien, brecciösen Kalken und Linsen von «Hierlatzkalk». Nach der Meinung von FRAUENFELDER lagert diese Serie transgressiv, wie am M. S. Agata oder bei Melano, auf dem Hauptdolomit. Eine kleine Fauna, welche aus Lamellibranchiern, Brachiopoden und Crinoiden besteht (FRAUENFELDER, l. c., p. 317/318), zeigt ausgeprägte Analogien zum unteren Héttangien der Val Solda (VON BISTRAM, 1903a) und des M. Albenza (Grenzbivalvenbank, KRONECKER, 1910). Über dem unteren Héttangien folgt eine ungefähr 500 m mächtige Serie regelmässig gebankter, Hornstein-arm bis Hornstein-freier Kieselkalke mit Mergelzwischenlagen. Die unteren, fossilileren 300 m dieser Serie sollen dem oberen Héttangien entsprechen, in den oberen 200 m fand FRAUENFELDER *Arnioceras ceratitoides*, eine Form, welche besonders im unteren Teil des Sinémurien häufig ist. Über dieser Zone nimmt der Hornstein-gehalt wieder zu, die letzten 400 m bestehen aus Hornstein-reichen Kieselkalcken von «sandigem Habitus». Im Gebiet der Alpe del Generoso und in den Hängen oberhalb der Alpe di Melano finden sich Einlagerungen von Kalk- und Echinodermenbreccien, welche sich auch im N-Schenkel der Generoso-Antiklinale (Alpe di Arogno) wiederholen. Diese Hornstein-reichen Kieselkalke, welche gegen oben direkt in die gelblichen und grauen Kalke des «Domeriano» übergehen sollen, entsprächen damit der Serie vom Sinémurien zum Pliens-

bachien (bei FRAUENFELDER: unt. Charmouthien). Für die ganze Serie des Kieselkalks ergibt sich nach FRAUENFELDER eine Mächtigkeit von wenig über 1000 m.

Wie bereits aus dem Profil Nr. 4 auf Tafel II hervorgeht, umfasst das Profil zwischen Prato di Pioda und Generoso-Gipfel nur einen Teil der ganzen Serie. Um mit einer Kieselkalkmächtigkeit von nur 1000 m auszukommen, musste FRAUENFELDER ungeheure tektonische Komplikationen annehmen. Auf diese Weise gelangte er zu den unnatürlichen isoklinalen Falten im S-Schenkel der Generoso-Antiklinale und im Gebiet des M. Caprino (vgl. FRAUENFELDER, pl. 5, Prof. I und Taf. II unserer Arbeit). Südlich des Generoso-Gipfels folgt an Stelle einer Synklinale bei Alpe di Generoso der normale S-Schenkel der Generoso-Antiklinale, eine isoklinale, ungestörte Serie von nochmals 1000 m Mächtigkeit (Taf. II, Prof. 4). Am M. Caprino sollen nach FRAUENFELDER (l. c., p. 318–320) nochmals Dolomite und Breccien des tiefsten Lias in einer Antiklinale zum Vorschein kommen. Tatsächlich handelt es sich jedoch um höhere Horizonte des unteren Lias, welche den Kern einer Synklinale bilden (Taf. II, Prof. 5 S von Cantine di Caprino). Dolomite wurden auch von P. LEHNER in höheren Horizonten des unteren Lias am M. Boglia wie am M. Brè festgestellt (LEHNER, 1952, Taf. VII, Prof. 1). Ähnliches wie für den isoklinalen S-Schenkel der Generoso-Antiklinale gilt auch für die isoklinale Serie zwischen Caminada und Cantine di Caprino, wo FRAUENFELDER ebenfalls Verfaltung und einen schichtparallelen Bruch von 1000 m Sprunghöhe postulieren musste, wenn die Mächtigkeit des Kieselkalks den von ihm angenommenen Betrag nicht um ein Mehrfaches überschreiten sollte. Für die von FRAUENFELDER angenommenen tektonischen Komplikationen fanden wir während unserer Feldaufnahmen keinerlei Evidenz. Hingegen lassen sich bereits aus den ungestörten, flachen N-Schenkeln der Antiklinalen (z. B. Generoso-Antiklinale, Taf. II, Prof. 4) Mächtigkeiten von über 2000 m ablesen, ohne dass Basis und Dach der Formation bekannt wären. Wir kommen damit für das Gebiet zwischen Bella Vista–M. Generoso und der Scaria-Antiklinale auf eine Mindestmächtigkeit von 2500–3000 m Kieselkalk, ohne dass irgendwo das Hangende der Serie bekannt wäre. Ebenso sind die Werte, die LEHNER (l. c., p. 126: 1400 m) und S. CONTI (1954, p. 46: 500 m) vom M. Boglia angeben, viel zu niedrig, die noch vorhandene Mächtigkeit liegt auch da zwischen 2000 und 2500 m. Am Comersee müssen wir Mächtigkeiten von gegen 4000 m annehmen.

Mächtigkeiten, welche in der von FRAUENFELDER angegebenen Grössenordnung liegen, finden wir einzig am W-Rand des Generoso-Beckens, welcher erst im Laufe des unteren Lias in die Absenkung des Beckens einbezogen wurde. In den Wänden oberhalb Melano erreicht der Kieselkalk eine Mächtigkeit von 1200 bis 1400 m. Über den obersten Partien (Medolo) folgt bei Bella Vista mit einer Schichtlücke die Radiolaritgruppe (s. unten, p. 74/75).

Versuch einer Neugliederung des lombardischen Kieselkalks

Wie bereits mehrfach erwähnt, folgt im eigentlichen Generoso-Becken der lombardische Kieselkalk ohne Schichtlücke auf dem Conchodon-Dolomit. Innerhalb unseres engeren Arbeitsgebietes ist, abgesehen von einem kleinen Aufschluss im Kern der Scaria-Antiklinale, diese Auflagerung auf das Rhät nirgends aufgeschlossen. Wenn wir jedoch die tiefsten noch aufgeschlossenen Partien des Kieselkalks, die in den Kernen der Generoso-Antiklinale oberhalb Rovio und der Scaria-Antiklinale zwischen Caminada und Vallaccia zutage treten, mit den durchgehend aufgeschlossenen Serien der Val Solda oder des N-Hanges des M. Galbiga (z. B. an der Strasse zwischen Porlezza und Osteno) vergleichen, so finden wir, dass im Profil des M. Generoso, das im übrigen die beste Übersicht über die Schichtfolge gewährt, nur ein kleiner Teil des tiefsten Kieselkalkes nicht aufgeschlossen ist.

1. Zwischen Porlezza und Osteno folgen über hellem, massigem Conchodon-Dolomit bräunliche, gut gebankte, z. T. Hornstein-führende Dolomite, zwischen die sich nach wenigen Metern dunkle, weiss anwitternde Kalke einschalten, welche makroskopisch grosse Ähnlichkeit mit den mittelrhätischen Kalken im Liegenden des Conchodon-Dolomits zeigen. Das Dünnschliffbild zeigt jedoch, dass es sich um Spongolithe, wie sie uns aus dem Rhät nicht bekannt sind, handelt. Gegen oben gehen diese Gesteine in typischen Kieselkalk über.

Analoge Verhältnisse finden wir in der Val Solda. Besonders grosse Verbreitung erreichen die Dolomite des untersten Lias im Gebiet der Alpe Boglia, wo sie durch horizontale und vertikale Übergänge mit den Kieselkalken verknüpft sind (Geol. Atlas: Bl. Tesserete; P. LEHNER, 1952, p. 126/127). Aus den untersten, noch Hornstein-freien Kieselkalken gelang es A. von BISTRAM (1908 a) und S. CONTI (1954), eine reiche Fauna

verkieselter, meist zwerghafter Fossilien zu isolieren. Neben Gastropoden, Lamellibranchiern, Brachiopoden, Echinodermen, vereinzelt Korallen und Schwämmen fanden sich wenige charakteristische Ammoniten des unteren Héttangien¹⁾.

Oberhalb Rovio und bei Caminada sind die tiefsten Partien des Kieselkalks ebenfalls durch Dolomite gekennzeichnet. Durch ihre ausgeprägte Bankung, den zuweilen grossen Hornsteingehalt, besonders aber durch ihre flaserige Textur und die im Dünnschliff noch deutlich erkennbaren Spongiennadeln, unterscheiden sie sich eindeutig vom Conchodon-Dolomit. Zwischen Caminada und Vallascia sind die einzelnen Lagen stark in sich verschuppt. Weit übersichtlicher sind die Aufschlüsse im Kern der Generoso-Antiklinale oberhalb Rovio zwischen Valle dei Cugnoli und Val Scura. Die tiefsten noch aufgeschlossenen Gesteine sind dunkle, feinkörnige Kieselkalke, welche stellenweise reich an unregelmässig verteiltem bioklastischem Material sind. Aus ihnen isolierte A. FRAUENFELDER (l.c., p. 316/317) an der Boce (Quelle der Sovaglia, 721 450/088 125) und in der Val Scura eine kleine Fauna, welche weitgehend derjenigen von A. Bolgia entspricht. Nach ungefähr 100 m zunächst Hornstein-freier, Echinodermenreste führender, dann feinkörniger Kieselkalke mit dünnen Hornsteinschnüren folgt ein ca. 35 m mächtiges Band von Dolomiten. Mauve-farbene, gelb anwitternde, grob- bis feinkörnige Dolomite mit schlierig verteilten SiO₂-reichen Partien gehen gegen oben in Hornstein-arme, dickbankige, dunkle Dolomite mit schiefrigen Lagen über. Zuoberst finden sich wenige Meter flaseriger, knollig texturierter, dunkler Dolomite. Die dickbankigen und knolligen Varietäten sind seitlich mit sehr porösen, bituminösen Dolomiten verknüpft. In der Val Scura (N-Seite auf 900 m) folgt über diesen Dolomiten eine intraformationelle Breccie von sehr beschränkter horizontaler Ausdehnung. Sie führt, in dolomitischer Grundmasse enggepackt, eckige Komponenten der verschiedenen Lias-Dolomite, insbesondere der porösen, bituminösen Typen, welche mehrere Zentimeter Durchmesser erreichen. Die Breccie erreicht stellenweise eine Mächtigkeit von bis 4 m und wird ihrerseits von porösen, bituminösen, flaserig bis knollig texturierten Dolomiten überlagert. Grössere Verbreitung und Mächtigkeit erreichen die dolomitischen Gesteine nördlich der Valle dei Cugnoli. Zwar lassen sich die einzelnen Bänke nirgends weit verfolgen, doch scheint es, dass hier auch Kieselkalke seitlich in Dolomite übergehen.

2. Über den Dolomiten folgen weitere 100 m Hornstein-freier, dunkler Kieselkalke mit Kalkschieferlagen. Dann schalten sich grobklastische Einlagerungen ein, welche gelegentlich mit Blöcken von Riffkalken assoziiert sind. Sie sind sehr schön aufgeschlossen in der Valle di Lembro auf 780–800 m, am N-Hang der Valle dei Cugnoli auf 840–850 m und südlich der Valle dei Cugnoli als flach gegen S ansteigender Horizont. Als Fenster finden wir sie in analoger stratigraphischer Position in der Valle Breggia und ihren Nebentälern und am W-Hang des Pizzo della Croce, ferner, z. T. noch mit Dolomiten wechsellagernd bei Caminada und wiederum mit Riffkalken assoziiert in der Val Solda, wo sie von P. LEHNER beschrieben wurden (s. auch M. REINHARD und D. BERNOULLI, 1964). Sie erreichen am M. Generoso gegen 30 m, am M. Bolgia gegen 150 m Mächtigkeit.

3. Über den detritischen Einschaltungen folgen am M. Generoso ca. 400 m gut gebankter Kieselkalke mit Kalkschiefer- und Mergelzwischenlagen. Hornstein kommt nur gelegentlich in Form von rundlichen Knollen vor. Ebenso treten die detritischen Einschaltungen stark zurück. In seinem oberen Teil gehört dieser Komplex bereits mit Sicherheit dem Sinémurien an: FRAUENFELDER (l.c., p. 322) zitiert *Arnioceras certitoides* (QU.) sp. Im Schutt der untersten Valle Squadrina fand ich in einem Block, der nach seiner Lithologie aus dieser Zone stammt, *Agassizeras nodulatum* (BUCKMAN), det. F. WIEDENMAYER.

Gegen E und NE nimmt der Hornstein-freie Komplex beträchtlich an Mächtigkeit zu. Im obersten Muggio-Tal (Valle Breggia) tritt er in einem grossen Halbfenster in einer Mächtigkeit von ca. 600 m zutage. Im N-Schenkel der Synklinale der Alpe di Pugerna, zwischen Landessa, Caminada und Pt. 1112 erreicht er gegen 1000 m Mächtigkeit, in der Synklinale des M. Cecci, die er fast vollständig aufbaut, sogar noch mehr.

4. Die folgenden Schichten treten im Profil des M. Generoso morphologisch besonders deutlich hervor. Über der sanfteren Geländestufe, die von Pianchette über Torrioni nach Perostabbio zieht, bilden sie die mächtigen Steilwände des Generoso-Gipfels. Sie bestehen aus gut gebankten, zuweilen schiefrigen, ausserordentlich SiO₂-reichen Kieselkalken. Ihre Mächtigkeit beträgt gegen 1200 m. Die Kieselsäure bildet meist

¹⁾ Das von S. CONTI (1954, p. 46) gegebene Profil scheint reichlich idealisiert und in der stratigraphischen Interpretation teilweise unzutreffend.

dünne, durchgehende Hornsteinlagen von Zentimeterdicke, mit unregelmässigen, buchtigen und zerfaserten Umrissen. Meist sind mehrere dieser Bänder in einer Bank parallel angeordnet, oft auch vertikal zu dickeren Bändern verbunden. Häufig sind detritische Einschaltungen, besonders im S-Schenkel der Generoso-Antiklinale (Alpe del Generoso, Generoso-Gipfel), welche überwiegend bioklastische Komponenten führen und deren Fossilreichtum schon seit langem bekannt ist (P. MERIAN, 1854, p. 75; L. LAVIZZARI, 1863, p. 44/45; C. F. PARONA, 1889, p. 304; E. REPOSSI, 1902, p. 36/37). Häufig sind Pharetronen, Echinodermen, Brachiopoden, Gastropoden und Lamellibranchier. Ammoniten sind selten und meist sehr schlecht erhalten. Folgende Lokalitäten haben Fossilien geliefert (vgl. Taf. II):

1. E-Hang von Pt. 1645 (723 100/088 250): Breccie mit vorwiegend bioklastischem Material:

Involutina liasica (JONES)
kleine verkieselte Arieten.

2. Alpe di Arogno: Crinoiden, Pleurotomarien, Lamellibranchier. Brachiopoden (bestimmt von D. V. AGER):

Spiriferina tumida (VON BUCH)
Spiriferina rostrata lata WOLLEMAN

zahlreiche schlecht erhaltene Arnioceraten.

Nach FRAUENFELDER (l. c., p. 323):

Arietites falcarius densicosta (QU.) sp.

3. Ein dem Horizont von Alpe di Arogno nach Lithologie und Fossilinhalt entsprechender Horizont, allerdings ohne Ammoniten, ist an der Alpe del Generoso aufgeschlossen (z. B. bei La Piana, 723 350/087 120):

Spiriferina tumida (VON BUCH)
Spiriferina muensteri DAVIDSON
Cirpa fronto (QUENSTEDT)
(Bestimmungen D. V. AGER).

4. Zwischen Sasso Piatto und Tiralocchio sind die Einlagerungen bioklastischer Breccien mit verkieselten Pharetronen, Crinoiden usw. in einer gegen 250 m mächtigen Zone besonders häufig. Die höheren Horizonte unter ihnen entsprechen den Schichten von Alpe del Generoso (Taf. I, Prof. 3a und 4). Untergeordnet wenige schlecht erhaltene Arieten und Belemniten. Brachiopoden:

Spiriferina tumida (VON BUCH), det. D. V. AGER
Spiriferina muensteri DAVIDSON.

FRAUENFELDER (l. c., p. 326) zitiert aus dieser Zone (Giappo giallo, Alpe del Generoso) unter anderem:

Arnioceras ceratitoides (QU.) sp.
Arietites subrotiformis PARONA?

5. Filone M. Cristé: in Hornstein führendem Kieselkalk mit Kalkschieferlagen:

Arnioceras sp. ind.

Zum selben Komplex, der den «Mantel» der Generoso-Antiklinale bildet, gehören auch die Dolomite und fossilreichen Breccien der unteren Valle di Caprino und von Cantine di Caprino, welche A. FRAUENFELDER (l. c., p. 318/319) ins untere Hétangien gestellt hatte (vgl. oben, p. 29).

5. Die höheren Horizonte des unteren Lias sind hauptsächlich südlich der Generoso-Überschiebung, in der Valle dell'Alpe und im Muggio-Tal aufgeschlossen. Nördlich der Überschiebung finden wir sie lediglich im Kern der Synklinale der Alpe di Pugerna am M. La Sighignola und östlich Lanzo (in den Tälchen SW Piano dei Noci) sowie in den obersten Partien des S-Schenkels der Generoso-Antiklinale und in ihrem überfahrenen Stirnteil (vgl. Taf. II, Prof. 3). Die Kieselkalke des Sinémurien gehen dort langsam in grobbankige, bläulich anwitternde, graublaue Kieselkalke mit grossen unregelmässigen, wulstigen, bis über 50 cm dicken Hornstein-Bänken, -Knollen und -Fladen über. Fossilien fehlen in diesem Abschnitt vollständig, doch dürfte der Komplex zum grösseren Teil bereits dem Lotharingien angehören. Lithologisch entspricht er sehr genau den Kieselkalcken östlich Tremona, welche durch die Fossilien des liegenden Broccatello ebenfalls als Lotharingien bestimmt sind (F. WIEDENMAYER, p. 598/599). Am M. Bisbino deuten schlecht erhaltene Asterocheren ebenfalls auf Lotharingien (zwischen Mti. Madrona und Mti. Scarona, 727 500/079 700). Nach C. RENZ (1920, p. 529/530) sollen im südlichen Muggio-Tal auch tiefere Horizonte des unteren Lias (ob. Hétangien-unt. Sinémurien) aufgeschlossen sein. Er zitiert von Campora *Schlotheimia ventricosa* Sow. Eine Neubestimmung des Exemplares, das im Basler Naturhistorischen Museum aufbewahrt wird, durch F. WIEDENMAYER ergab *Juraphyllites nardii* (MENEHINI).

6. In der südlichen Generoso-Masse gehen die Kieselkalke des ? Lotharingien in grobbankige, hellgraue, oft gelblich verfärbte Kieselkalke mit gelblichem und bläulichem Hornstein, limonitischen Nestern und

fucoïdischen Flecken über (Medolo). Bei Bella Vista und Alpe di Salorino liegt die Mächtigkeit dieser Schichten um 10–25 m. In der Breggia-Schlucht östlich Castel S. Pietro nimmt sie auf gegen 100 m zu, zugleich schalten sich zwischen die einzelnen Bänke mehrere Zentimeter-mächtige Mergelzwischenlagen ein. C. RENZ (1920, p. 531/532) fand hier leitende Ammoniten des unteren und mittleren Pliensbachien s. str. (*Uptonia jamesoni*, *Acanthopleuroceras valdani*, RENZ 1). Die obersten Lagen, in welchen die Hornsteine fast ganz zurücktreten (RENZ, 2u), sind reich an limonitisierten Ammoniten, unter welchen *Fuciniceras cornacaldense* besonders charakteristisch und häufig ist (C. RENZ). In der Alta Brianza hat S. VENZO (1952) in stratigraphisch analoger Position oberes Pliensbachien mit *Becheiceras bechei* nachgewiesen¹⁾.

Das Alter des lombardischen Kieselkalkes

Im zentralen Generoso-Becken umfasst der lombardische Kieselkalk als mehrere tausend Meter mächtige «série compréhensive» die Spanne vom unteren Héttangien zum Pliensbachien s. str. Unsere spärlichen Fossilfunde ermöglichen bestenfalls eine grobe Datierung der einzelnen lithologischen Komplexe, eine genügend gesicherte zonale Gliederung lässt sich aus verschiedenen Gründen nicht durchführen. Zunächst fehlen genügend horizontiert aufgesammelte Ammoniten. Bei den in der älteren Literatur (C. F. PARONA, 1898) beschriebenen Faunen handelt es sich, wie auch bei den aus dem Brescianer Medolo beschriebenen (s. CITA, CASSINIS und POZZI, 1961, p. 341), um nicht horizontiert aufgesammeltes Museumsmaterial. Aber auch in günstigeren Fällen, wo lokaler Fossilreichtum ein minutiöses, horizontiertes Aufsammeln erlaubt, lässt sich die klassische Zonenfolge des nordeuropäischen Lias meist nicht beobachten. Nach V. VIALLI (1959, p. 146–158) treten am M. Albenza an der Basis des lombardischen Kieselkalks in einem geringmächtigen Komplex Ammoniten des unteren (bucklandi-Zone) und des mittleren Sinémurien (semicostatum-Zone) regellos miteinander vermischt auf. VIALLI (l. c., p. 157/158) erklärt diese Erscheinung in durchaus konventioneller Weise mit einem grösseren vertikalen Bereich der einzelnen Ammoniten-Arten in der mediterranen Provinz. Wie aus der Arbeit von F. WIEDENMAYER (1963, p. 631–635) mit aller Deutlichkeit hervorgeht, lässt sich die in mediterranen Profilen so häufig beobachtete «Faunenmischung» in vielen Fällen auf Anomalien in der Sedimentation zurückführen (epiklastische Kalkarenite W Arzo, Besazio-Kalk [F. WIEDENMAYER], Dogger der Breggia-Schlucht [s. unten, p. 66, 69]). Durch lokale Aufarbeitung, Kondensation, Resedimentation können leicht Assoziationen völlig heterochroner Formen entstehen. Besonders in Profilen lückenhafter, diskontinuierlicher oder abnorm mächtiger Sedimentation sind solche Erscheinungen zu erwarten, Bedingungen, die für den mediterranen Jura in besonderem Masse zutreffen. Im Falle der von VIALLI beschriebenen Fauna deutet einerseits der konglomeratistische Charakter des einen Horizonts (Schicht 1) auf lokale Aufarbeitung, andererseits die für den Kieselkalk abnorm geringe Mächtigkeit des Komplexes entweder auf Kondensation, wie sie westlich Arzo an der Basis des lombardischen Kieselkalkes auftritt, oder auf Resedimentation. Neuerdings macht C. STURANI (1962, p. 22) auf Kondensationserscheinungen im unteren Lias des Baraccone del Puria (Autochthon des Argentera-Massivs), einer Serie, welche von PARONA (1898, p. 7) nach

¹⁾ Betreffend der Abtrennung von Pliensbachien s. str. (Carixien) und Domérien folgen wir einer Anregung von F. WIEDENMAYER. Die Schichten mit *Fuciniceras cornacaldense*, welche C. RENZ als Grenzhorizont zwischen Pliensbachien und Domérien bezeichnet, stellen wir zum Pliensbachien. Dieses Vorgehen scheint uns berechtigt, da einerseits in der Breggia-Schlucht in den Schichten mit *Fuciniceras cornacaldense* noch *Androgynoceras capricornu* auftritt (C. RENZ, 1920, p. 584), andererseits *Fucinicerat* und *Protogrammoceras* bereits tiefer im Pliensbachien (RENZ 1 der Breggia, mündliche Mitteilung von F. WIEDENMAYER) vorkommen. Den Beginn des Domérien definieren wir mit dem ersten Auftreten der Amaltheen (nach freundlicher Mitteilung von F. WIEDENMAYER handelt es sich bei den von C. RENZ als *Amaltheus margaritatus* zitierten Formen hauptsächlich um die Form *Amaltheus stokesi*, welche im nordeuropäischen Lias das tiefste Domérien bezeichnet). Die Grenze Pliensbachien/Domérien kommt damit in der Breggia-Schlucht zwischen RENZ 2u und 2o zu liegen, bei Alpe di Salorino mitten in die hornsteinfreien, hellgrauen, knolligen Cephalopodenkalke, welche dort über dem Medolo folgen.

VON A. FRAUENFELDER (1916, p. 330/331) wurde der Medolo der Breggia (RENZ 1 und 2u) fälschlicherweise als «Domeriano» bezeichnet. Obwohl an seiner Typlokalität nicht sehr eindeutig definiert, ist der Domeriano von G. BONARELLI (1894) eindeutig als chronostratigraphischer Begriff für die Zonen des *Amaltheus margaritatus* und des *Pleuroceras spinatum* eingeführt worden. Er darf deshalb nicht einfach dem Faziesbegriff Medolo gleichgesetzt werden, wie dies in Lexique stratigraphique international I/7c (p. 68) getan wird. Die Fazies des Medolo umfasst am M. Domaro in den Brescianer Alpen wesentlich mehr als das Domérien (CITA et al., 1961). Andererseits ist gerade das Domérien in der Breggia-Schlucht nicht in Medolo-Fazies ausgebildet. Die von FRAUENFELDER weiterhin zum «Domeriano» gestellten hellgrauen, knolligen, feinkörnigen, hornsteinfreien Cephalopodenkalke, von Alpe di Salorino vertreten oberes Pliensbachien bis unteres Domérien (C. RENZ, 1920, p. 567–569).

Lithologie und Fossilinhalt mit dem lombardischen Kieselkalk verglichen wurde, aufmerksam (vgl. VIALLI, p. 158). An Resedimentation lassen vor allem die Verhältnisse im Generoso-Becken denken.

Die Fossilien des lombardischen Kieselkalkes (Pharetronen, Seeigel, Seelilien, Brachiopoden, Schnecken, Muscheln usw.) zeigen grosse Übereinstimmung mit denjenigen des Broccatello; es sind mit Ausnahme der Cephalopoden und der seltenen Landpflanzen (SORDELLI, 1896) Formen des neritischen Bereichs. Meist treten sie in Breccien, an welchen sich in wechselndem Mass auch lithische Komponenten beteiligen, gehäuft auf. Diese Breccien stehen durch ihren reichen Fossilinhalt in augenfälligem Gegensatz zu den praktisch fossil-leeren feinkörnigen Kieselkalken. In den meisten Fällen lässt die plötzliche, episodische Einstreuung gröberen bio- und epiklastischen Materials keine Zweifel an der Allochthonie der Faunen. Dieser Befund wird durch das häufig beobachtbare «graded bedding» der Breccien bestätigt: neritisches Material wurde, zum Teil durch turbidity currents, zum Teil durch mudflows, in tieferen Bereichen resedimentiert. Damit verlieren die Fossilien, abgesehen von den sicher autochthonen Spurenfossilien, sowohl ihre exakte stratigraphische wie auch ihre ökologische Bedeutung.

c) Die Gesteine

Kieselkalke

Den weitaus grössten Anteil an der Serie der lombardischen Kieselkalke nehmen monotone, kalkig-kieselig-tonige, zuweilen bituminöse Pelite, die eigentlichen Kieselkalke. Detritische Partikel (Quarz, Glimmer, Feldspäte) spielen nur in den Medolo-artigen Varietäten eine untergeordnete Rolle, den tieferen Partien fehlen sie beinahe vollständig. Die kieselige Komponente ist entweder gleichmässig innerhalb der einzelnen Bänke verteilt oder in Lagen und Knollen von schwarzem, blaugrauem oder auch bräunlichem Hornstein konzentriert. In den dünnbankigen bis schiefrigen Varietäten bildet die Kieselsäure meist durchgehende Hornsteinlagen von Zentimeter-Mächtigkeit, in etwas dickeren Bänken folgen sich oft mehrere solcher Lagen parallel in einer Bank. Manchenorts lässt sich beobachten, wie langgestreckte, ellipsoidische Körper sich seitlich zu wulstigen Hornsteinbändern verbinden. Innerhalb einer Bank schliessen sich Linsen oder Bänder von Hornstein oft auch vertikal zu unregelmässig verzweigten Gebilden oder dickeren Bändern zusammen. Die Hornsteine sind meist nicht scharf von den kalkigen Partien abgegrenzt, sie weisen oft buchtige, zerfaserte Umrisse auf und sind oft von einem Hof etwas kieselärmeren, löcherig auswitternden Materials umgeben, welcher beim Zusammenwachsen der einzelnen Hornsteinkörper oft mehrere Linsen umfasst. Einzig in den blaugrauen, dickbankigen Varietäten des Kieselkalks sind Hornstein- und Kalkanteil etwas besser getrennt. Die Hornsteine bilden dort blaue, unregelmässig geformte Klumpen, Knollen und Nieren, seltener ringförmige Körper um einen kalkigen Kern. Die kieselige Komponente tritt nirgends selbständig auf. Die Hornsteine treten nur innerhalb der Kalkbänke auf, wo sie sich meist ungefähr in der Mitte oder gleichmässig über den ganzen Bereich der Bank anordnen. Die Gestalt der Bänke wird durch die Hornsteine nicht beeinflusst.

Allen verschiedenen Varietäten des Kieselkalks gemeinsam ist das massenhafte Vorkommen von isolierten Spongiennadeln. Sie beteiligen sich gleichermassen an den kalkig-tonigen wie an den rein kieseligen Partien. In den kalkig-tonigen Partien sind sie meist als von spätigem Calcit erfüllte Pigmentaussparungen kenntlich. Teilweise, besonders in der Nähe und in der Übergangszone zu den SiO_2 -reichen Lagen, sind sie auch von feinfaserigem Quarz (Chalcedon oder Quarzin) erfüllt. Der Zentralkanal der ursprünglich kieseligen Nadeln ist in diesem Fall meist deutlich erhalten und ebenfalls von feinfaserigem Quarz oder auch von Calcit ausgefüllt. Die Grundmasse der Hornstein-freien Kieselkalke bildet meist ein Pigment-reicher, flaserig texturierter, feinkörniger Kalkpelit. SiO_2 beteiligt sich, neben der Figurierung von Spongiennadeln, auch in diffuser Verteilung an der feinkörnigen Grundmasse.

Die Hornsteine erweisen sich unter dem Mikroskop als ein sehr feinkörniges Aggregat von mikrokristallinem, z. T. feinfaserigem Quarz, das noch stark von karbonatischem Material durchsetzt wird und Verunreinigungen durch bituminöse und tonige Pigmente aufweist. Die einzelnen Spongiennadeln sind in diesem Aggregat deutlich als Chalcedon- oder Quarzin-Rosetten kenntlich. Stets finden sich in den feinkörnigen Quarzaggregaten neugebildete, idiomorphe Calcit rhomboederchen, häufig auch Pyrit. Die Übergänge von kalkig-toniger zu vorwiegend kieseliger Grundmasse erweisen sich auch unter dem Mikroskop als recht un-

scharf. In der kalkig-tonigen Grundmasse treten gegen die SiO_2 -reichen Lagen an Stelle der durch spätigen Calcit ausgefüllten Spongiennadeln kieselig erhaltene. An der Grundmasse beteiligt sich dann in zunehmendem Mass feinfaseriger Quarz, welcher die Kalkpelite schliesslich weitgehend ersetzt. Auch im Dünnschliff zeigen die SiO_2 -reichen Lagen zerfaserte, unregelmässige Umrisse.

Es würde über den Rahmen dieser Arbeit hinausgehen, die verschiedenen Theorien der Hornstein-Bildung zu diskutieren. Sie zerfallen für die alpinen, mesozoischen Kieselgesteine im wesentlichen in zwei Gruppen, deren erste eine primäre, anorganische, syngenetische Ausfällung der Kieselsäure am Meeresboden annimmt (z. B. GIANNINI, PIERUCCINI und TREVISAN, 1950), während die andere frühdiagenetische Prozesse für die Hornsteinbildung verantwortlich macht (z. B. A. WINKLER, 1925; R. ULRICH, 1960). Hypothesen, welche eine postorogene Bildungsweise der Hornsteine annehmen, können nur mehr historisches Interesse beanspruchen (s. ULRICH, 1960, p. 124, 135/136). Anzeichen einer primären, syngenetischen Ausfällung der SiO_2 liessen sich für die lombardischen Kieselkalke keine beobachten. Hingegen deuten sämtliche beobachtbaren Gefügemerkmale auf eine während der Diagenese erfolgte Differenzierung ursprünglich homogener kalkig-toniger Pelite, welche reich an gleichmässig verteilten kieseligen Organismenresten waren. In den heute kalkig-tonigen Partien wurde die ursprünglich amorphe Kieselsäure der Spongiennadeln während der Diagenese durch Calcit ersetzt. Die von diesen Orten weggeführte Kieselsäure kam andernorts, in den heute als Hornstein vorliegenden Partien, wiederum zum Absatz. Durch solche Stofftransporte erklärt sich auch das konkretionsartige Zusammenwachsen der einzelnen Hornsteinnieren sowie die Ausbildung unvollständig verkieselter Höfe. Diagenetische Stofftransporte ergeben sich auch aus der Beobachtung, dass die Hornsteine oft diskordant sedimentäre Strukturen (Lamination) überlagern und diese reliktsch abbilden. So liessen sich beispielsweise im Medolo von Bella Vista noch die ursprünglichen Fucoiden innerhalb der Hornsteine beobachten. Die während der Diagenese bestehende Mobilität der Kieselsäure zeigt sich auch besonders gut in den bioklastischen Breccien, wo die Fossilien oft metasomatisch verkieselt sind und der calzitische Zement stellenweise von der Kieselsäure korrodiert und durch feinfaserigen Quarz ersetzt wurde. In geopetal gefüllten Brachiopodenschalen zeigt sich, dass die letzte Phase oft von feinfaserigem Quarz gebildet wird. So beobachteten wir in den bioklastischen Breccien von La Piana Brachiopoden, welche zur Hälfte geopetal mit Sediment gefüllt sind. Das Restlumen wurde zuerst mit wandständigem Calcit ausgekleidet und anschliessend von feinfaserigem Quarz erfüllt.

Die deutlich beobachtbare Verfallung der Hornsteine durch submarine Rutschungen zeigt, dass die Hornstein-Bildung in einem frühen Stadium der Diagenese, vor der Verfestigung der Kalkpelite, als noch der notwendige Porenraum zur Verfügung stand, begonnen haben muss. Wie wir uns solche Stoffaustauschvorgänge, die zur Bildung der Hornsteine führten, vorzustellen haben, haben NEWELL et al. (1953, p. 160 bis 166) anschaulich am Beispiel ähnlicher Spongolithe geschildert.

Als Lieferanten der Kieselsäure spielen im Falle des lombardischen Kieselkalkes Kieselschwämme die Hauptrolle. Ob daneben auch chemische Ausfällung von Kieselsäure, welche dem Meer in kolloidaler oder echter Lösung von den Flüssen zugeführt wird, eine untergeordnete Rolle spielen könnte, lässt sich nicht entscheiden. Anzeichen einer SiO_2 -Zufuhr durch im Gefolge der syngenetischen Tektonik aufsteigende hydrothermale Lösungen haben wir nirgends gefunden. Die in dieser Richtung weisende Beobachtung von P. LEHNER (1952, p. 126), dass der Kieselgehalt gegen die Luganer Linie zunehme, können wir nicht bestätigen.

Dolomite

Dolomite treten im lombardischen Kieselkalk häufig in den untersten Partien über dem Conchodon-Dolomit auf. Sie sind jedoch keineswegs auf diese Horizonte beschränkt, häufig finden wir sie auch mit den Hornstein-reichen Kieselkalcken des Sinémurien (Schichtgruppe 4) wechsellagernd (Synklinale der Alpe di Pugerna E Caprino, S-Schenkel der Generoso-Antiklinale). Sie können sehr verschiedene Gefüge zeigen, welche sich aber alle auf eine diagenetische, metasomatische Dolomitisation ursprünglich kalkiger Spongolithe beziehen lassen, da man in fast allen Fällen Reste des ursprünglichen Gefüges entdecken kann.

Am deutlichsten erhalten ist das ursprüngliche Gefüge in den dunkeln, feinkörnigen Gesteinen, wie sie z. B. bei S. Rocco östlich Caprino vorliegen. Das Gestein zeigt noch die ursprüngliche, z. T. leicht diskordante Feinschichtung. Es besteht aus einer Alternanz von feinkörnigem, pigmentreichem, laminiertem Dolomit-

pelit ohne Spongiennadeln und spongolithischem Dolomit. Die Partien ohne Spongiennadeln zeigen unter dem Mikroskop ein feinkörniges, pigmentreiches Dolomitmosaik. Die spongolithischen Lagen sind ihrerseits in der Art der Kieselkalke differenziert in eine SiO_2 -reiche Lage (Hornstein) und Lagen von Dolomitpelit, wobei der Hornstein meist in der Mitte der spongolithischen Lagen liegt. Seine Umrisse verlaufen jedoch deutlich diskordant zur Lamination. Unter dem Mikroskop erkennt man in den dolomitischen Partien wiederum ein feinkörniges, pigmentreiches Dolomitmosaik, in welchem die Schwammnadeln teils als feinfaserige Quarz-Rosetten, teils als blosse Pigmentaussparungen erscheinen. In den Hornsteinen erscheinen nur mehr einzelne Dolomitrhomboederchen in der mikrokristallinen und feinfaserigen Quarzmasse. Calcitische Reste fehlen dem Gestein vollständig. Dolomitausgefüllte Spongiennadeln und korrodierte Dolomitrhomboeder machen es wahrscheinlich, dass die Mobilisierung der Kieselsäure die Dolomitisation mindestens teilweise überdauert hat (vgl. A. BONI, 1960).

Einer späteren Phase von Dolomitisation mögen helle, etwas grobkörnigere Gesteine entsprechen. Im Dünnschliff sehen wir meist wiederum ein feinkörniges Dolomitmosaik, in dem die Schwammnadeln wiederum von Dolomit oder feinfaserigem Quarz erfüllte Pigmentaussparungen bilden. Bei stärkerer Rekristallisation lassen sich in seltenen Fällen keine Reste von Schwammnadeln mehr erkennen. In solchen Fällen erinnert lediglich die flaserige Verteilung der Pigmente an die ursprüngliche Textur. Gleichzeitig hat die Kieselsäure eine Umlagerung erfahren. Sie bildet in grobkörnigen Dolomiten meist Aggregate von zerfaserten, einheitlich auslöschenden Quarzkristallen oder von mikrokristallinem, feinfaserigem Quarz, welche das Dolomitmosaik in unregelmässiger Weise durchdringen. Bei grösserem SiO_2 -Anteil bildet der Dolomit verzahnte Mosaikgruppen oder einzelne idiomorphe Rhomboederchen, z. T. sind sie deutlich korrodiert, in einer Grundmasse von mikrokristallinem und feinfaserigem Quarz. Makroskopisch erscheinen solche Gesteine als weisse, grobkörnige, unregelmässig gefleckte Kieseldolomite oder als matte, weisse Hornsteine.

Beginnende Dolomitisation lässt sich in Form von idiomorphen Dolomitrhomboederchen zuweilen in der kalkig-tonigen Grundmasse der Kieselkalke, öfters im calcitischen Zement von bioklastischen Breccien und Turbiditen beobachten.

Resedimentation

Resedimentationserscheinungen spielen im lombardischen Kieselkalk eine bedeutende Rolle. Sie beschränken sich nicht auf die mengenmässig untergeordneten grobdetritischen Einschaltungen, sondern treten auch allenthalben in den pelitischen Gesteinen auf. Als erster hat G. SOLLE (1960, p. 357/358) in einer kurzen Notiz auf subaquatische Rutschungen im Kieselkalk und ihre paläogeographische Bedeutung hingewiesen.

Bei näherer Betrachtung zeigt die scheinbar so regelmässige, konkordante Folge der stets gut gebankten Kieselkalke zahlreiche Diskordanzen innerhalb und zwischen den einzelnen Bänken. Ausser in tektonisch stärker beanspruchten Serien lassen sich solche Erscheinungen (auskeilende bzw. sich neu einschiebende Bänke, disharmonische Falten, Schrägschichtung) leicht als synsedimentäre oder frühdiagenetische Phänomene erkennen und von tektonisch bedingten Diskordanzen und Disharmonien unterscheiden. (Eine Zusammenstellung eindeutiger Kriterien für subaquatische Rutschungen bei R.H. W. FAIRBRIDGE, 1947, p. 113 bis 116.)

Die submarinen Rutschungen werden in der angelsächsischen Literatur unter den Bezeichnungen «slumping» oder «sliding» zusammengefasst. Dabei kann es sich um den Transport bereits verfestigter Gesteine oder unverfestigter Sedimente handeln. Der Bereich submariner Rutschungen reicht von synsedimentärer bis frühdiagenetischer Verformung im Kleinbereich, z. B. innerhalb einer Bank, zu mehrere Meter mächtigen Bänken unkonsolidierter, chaotischer Massen und zu spätdiagenetischer Gleitfaltung ganzer Schichtpakete. Im allgemeinen werden «slumping» und «sliding» im gleichen Sinne gebraucht, eine engere Fassung der Begriffe leitet sich meist aus dem besonderen Beobachtungsmaterial eines Autors her.

Von submarinen Rutschungen unterscheiden sich die Ablagerung von «turbidity currents» in mancher Weise (s. KUENEN, 1956). Im Gegensatz zu den submarinen Rutschungen wird das Material in einem «Turbidity current» in Suspension mitgeführt. Die besonderen Gefügemerkmale der Turbidite, «graded bedding», convolute lamination usw., lassen sich nur durch Sedimentation aus einer Suspension erklären (KUENEN und MIGLIORINI, 1950; KUENEN, 1953). Indessen bestehen zahlreiche Übergänge zu submarinen Rutschungen

(KUENEN, 1956), sei es, dass sich aus submarinen Rutschungen «Turbidity currents» entwickeln oder dass Turbidite durch frühdiagenetische Rutschungen verformt werden.

Turbidite

Die klastischen Einschaltungen des lombardischen Kieselkalks sind grossenteils durch ihre Gefügemerkmale als Ablagerungen von «turbidity currents» charakterisiert. Besonders deutlich lassen sich die für Turbidite bezeichnenden Texturen an den Breccien und Kalkareniten, welche im unteren Teil der Serie (Schichtgruppe 2) auftreten, beobachten. Schöne Aufschlüsse bietet vor allem die W-Seite des M. Generoso (Valle del Lembro, Valle dei Cugnoli, s. p. 55, Taf. II, Prof. 4). In unregelmässigen Intervallen schalten sich dort zwischen banale Kieselkalke 4–30-cm-mächtige feinpsephitische bis grobpsammitische Lagen ein, welche durch deutliches «graded bedding» gekennzeichnet sind. An der Basis setzen die feinbrecciösen Lagen jeweils spontan über laminiertem, pelitischem Kieselkalk ein. Innerhalb der Bank nimmt der maximale Durchmesser der Komponenten im allgemeinen kontinuierlich von unten nach oben ab, die feineren Fraktionen verteilen sich daneben unsortiert über den ganzen Bereich der Bank. Zuweilen finden sich auch die grössten Komponenten etwas über der Basis konzentriert. Im allgemeinen zeigen die mächtigeren Bänke auch gröbere Fraktionen als die weniger mächtigen. In den gröberen Partien tritt oft eine dachziegelartige Einregelung der Komponenten («imbrication») auf, wie sie oft in Turbiditen beobachtet wird (RADOMSKI, 1958, p. 399; PLESSMANN, 1961, p. 527/528). Die Komponenten sind dabei gegen die Strömungsrichtung geneigt.

Den idealen Typ des «graded bedding» mit kontinuierlichem Übergang in den pelitischen Kieselkalk haben wir nur in den geringmächtigen Bänken beobachtet (Bankmächtigkeit < 10 cm). In den mächtigeren Bänken wird die psammitische Fraktion meist brüsk von laminiertem, pelitischem Kieselkalk abgelöst. In Fig. 7 schieben sich zwischen die einzelnen Feinschichten stossweise Laminae und einzelne Komponenten von psammitischem Material. Oft treten eckige Fragmente von Kieselkalk auf, die sich vom normalen Kieselkalk nicht unterscheiden und in bestimmten Horizonten der Turbidit-Bänke angeordnet sind. Sie entsprechen den «shale fragments» der sandig-siltig-tonigen Turbidite und werden wie diese durch den «turbidity current» aus den liegenden Peliten aufgearbeitet. Durch weitere Aufnahme von pelitischem Material in einen «turbidity current» können zahlreiche Übergänge zu submarinen Rutschungen entstehen (Fluxoturbidite, DZULYNSKI et al., 1959, p. 113/114).

Unter den Komponenten der Turbidite dominieren rhätische Komponenten, daneben tritt viel neritisches, bioklastisches Material auf. Einzelne Komponenten von feinschichtigem Dolomit in Loferer-Fazies entstammen dem Hauptdolomit. Fig. 8 zeigt ein Dünnschliffbild einer Turbiditbank des untersten Lias von Caminada (2), welcher eine ganze Musterkollektion typischer rhätischer Gesteine enthält. Kristalline Komponenten fanden wir nirgends. Quarz tritt selten in eckigen Splitterchen wie in den rhätischen Gesteinen auf. Die Grundmasse der Breccien besteht meist aus einem calcitischen Zement, stellenweise ist dieser metasomatisch verkieselt. Anderorts lässt sich eine beginnende Dolomitisierung des Zements beobachten (Valle dei Cugnoli).

Sichere «bottom marks» konnten wir nirgends beobachten. Dies mag zum Teil damit zusammenhängen, dass die Unterkante der Turbidite stets fest mit den liegenden Kalkpeliten verwachsen ist und sich nur im Querschnitt beobachten lässt. Leichte Diskordanzen liessen sich immerhin in einzelnen Fällen feststellen.

Etwas kompliziertere Strukturen sowie Übergänge zu submarinen Rutschungen treffen wir in der oberen Valle Breggia. Die schönsten Aufschlüsse befinden sich am W-Hang des Pizzo della Croce zwischen Ca Genzago und Ca Monda (sowie am E-Hang über Casasco [725 800/088 300]). Neben Turbiditen, wie wir sie aus der Valle di Lembro beschrieben haben, finden wir psammitische Bänke, welche innerhalb einer Bank zwei- oder mehrfach repetiertes, «multiple graded bedding» aufweisen (Fig. 9). Dazwischen tritt pelitisches Material auf, welches in unverfestigtem Zustand, von mobilem psammitischem Material durchsetzt und wolkg aufgelöst wird. Die Alternanz von dünnen psammitischen Lagen mit wolkg diffus aufgelösten und von psammitischem Material durchsetzten Peliten kann sich in einer Bank mehrmals wiederholen. Beim Überhandnehmen der pelitischen Anteile, meist in den oberen Teilen einer Bank, entstehen flaserig texturierte Pelite, denen feinverteiltes feindetritisches Material eine undeutliche «zerzauste» Feinschichtung verleiht. Synsedimentäre Verfältelung, besonders in den oberen Teilen der Bänke, mögen auf

geringfügige lokale Massenverlagerungen bei der Ablagerung zurückzuführen sein, daneben tritt aber auch anschliessende Verformung durch subaquatische Rutschungen auf.

Bei etwas stärkerer Verfestigung wird das pelitische Material zu eckigen, unregelmässigen Kalkschlickgeröllen aufgearbeitet («mud pebbles»). (Fig. 10). Ablagerungen dieser Art zeigen eher den Charakter einer submarinen Rutschung (intraformationel breccia im Sinne von FAIRBRIDGE, 1946) als eines Turbidits. Solche Gesteine, die sowohl Merkmale einer submarinen Rutschung wie eines «turbidity currents» zeigen, werden von DZULYNSKI et al. als Fluxoturbidite bezeichnet (p. 1114).

Übergänge von völlig unsortierten Breccien zu Turbiditen finden wir auch im S-Schenkel der Generoso-Antiklinale. Im Tälchen oberhalb Cascina di mezzo, unmittelbar über der Generoso-Überschiebung (721 500/087 000), sind dem Kieselkalk Bänke heller Breccien eingelagert, welche sich als auffallende Horizonte längs des Weges, der von Alpe di Melano nach Pt. 1452 führt, bis über Pt. 1339 im Streichen verfolgen lassen. Bioklastisches Material tritt in ihnen fast vollständig zurück. In dolomitischem, stellenweise stark kieseligem Zement liegen lithische Komponenten vorwiegend rhätischer Gesteine sowie aufgearbeitete Ooide und «pellets». Besonders auffallend ist die durchwegs grosse Porosität dieser Gesteine; der Porenraum ist grösstenteils von pechschwarzem, glänzendem Bitumen erfüllt, welches auch auf Klüften angereichert auftritt.

Während die einzelnen Bänke an der Generoso-Überschiebung noch völlig unsortiert sind und bis zu ein paar Metern Mächtigkeit erreichen können, nimmt ihre Mächtigkeit gegen E erheblich, bis auf 50 bis 10 cm, ab. Zugleich stellt sich immer deutlicher graded bedding ein. Wie wir am Beispiel einer ungefähr 8 cm mächtigen Bank besonders schön beobachten konnten, zeigen die geringmächtigeren feindetritischen Bänke eine ausgeprägte Lamination: in der unteren Hälfte der Bank liegen in einem dolomitischen und kieseligen Zement lithische Komponenten rhätischer Gesteine, Ooide und «pellets» (max. $\varnothing \sim 1$ mm). Über dieser feindetritischen Basis schaltet sich eine dünne spongolithische Lage mit einzelnen detritischen Partikeln ein. Die einzelnen Spongiennadeln sind von feinfaserigem Quarz erfüllt und innerhalb der dolomitisierten Grundmasse kenntlich. Gegen oben geht die spongolithische Lage in feinkörnigen, Ton-reichen Dolomit über, dem sich wieder eine kieselreiche, dolomitische Lage anschliesst. Die Lamination des oberen Teils der Bank entsteht durch eine Alternanz solcher Pigment-freier SiO_2 -reicherer Lagen, in denen die einzelnen Dolomitrhomboederchen in einer Grundmasse von feinfaserigem Quarz, mit dunkeln, Ton-reichen und Kiesel-armen Lagen schwimmen. Die detritischen Partikel verteilen sich, in lockerer Packung und mit abnehmender Korngrösse, auch über die obere Hälfte der Bank.

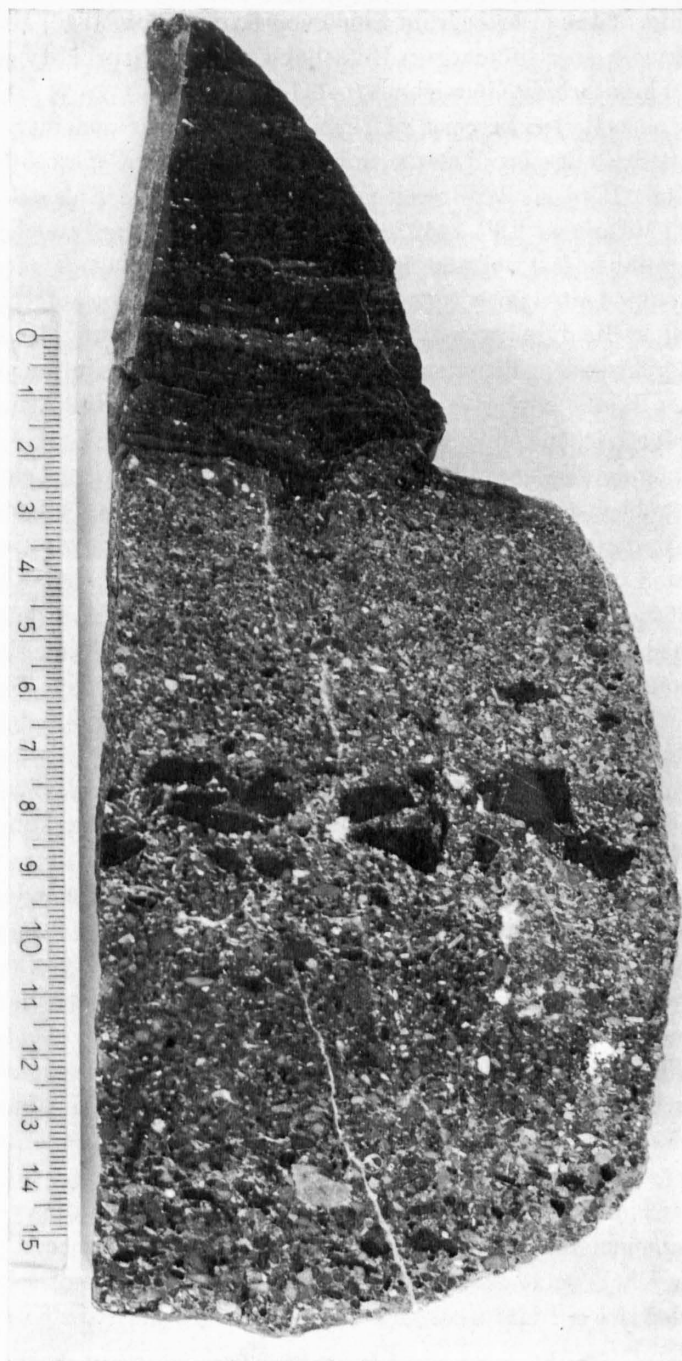
Übergänge von «slide conglomerates» in Turbidite, welche mit zunehmender Entfernung vom Ursprungsort an Mächtigkeit abnehmen, sind auch aus anderen «slope deposits» bekannt. Zugleich verringert sich die Korngrösse der Komponenten mit zunehmender Transportweite (DZULYNSKI et al., 1959, p. 1114).

Auch die Breccien, welche überwiegend bioklastisches Material und nur feinere Fraktionen lithischer Komponenten ($\varnothing < 1$ mm) führen, lassen Anzeichen von Resedimentation erkennen. Eindeutiges graded bedding in bioklastischen Breccien ist nur in wenigen Fällen verwirklicht. Am schönsten ist es in den Echinodermenbreccien ausgebildet, welche sich im S-Schenkel der Generoso-Antiklinale als bis zu einem halben Meter mächtige Lagen zwischen banale Kieselkalke einschalten (z. B. an der Generoso-Bahn, am S-Ausgang des Tunnels E Pt. 1459).

Breccien, welche neben bioklastischem Material lediglich einzelne, z. T. rötlich verfärbte Ooide, «pellets» und seltene lithische Komponenten führen, zeigen andeutungsweise «graded bedding». Über einer dünnen Basis von pelitischem Kieselkalk setzt das detritische Material brüsk und mit scharfem Kontakt ein, im unteren Teil der Bank finden sich wiederum eckige Fetzen von aufgearbeitetem Kieselkalk (Pt. 1327 W Alpe del Generoso).

Ebenso beginnt bei den Brachiopoden-führenden Breccien der Alpe del Generoso (La Piana) das bioklastische Material an einer unregelmässigen, aber scharfen Grenze zusammen mit den sonst dem Kieselkalk fehlenden Ooiden, «pellets» usw.

In vielen Fällen zeigen die vorwiegend bioklastischen Breccien keinerlei Sortierung. Die Grösse der lithischen Komponenten überschreitet im allgemeinen 1 mm nicht, doch fanden wir in einem Falle grössere, eckige Komponenten rhätischer, dolomitischer mm-Rhythmite von ein paar Zentimetern Kantenlänge. Meist liegen die Komponenten in einem calcitisch rekristallisierten Zement, welcher oft wie auch die bioklastischen Komponenten verkieselt ist. Seltener lässt sich spongolithischer Kieselkalk als Grundmasse der



Phot. E. Wagner

Fig.7. Turbidit, lombardischer Kieselkalk,
Valle del Lembro, 790 m

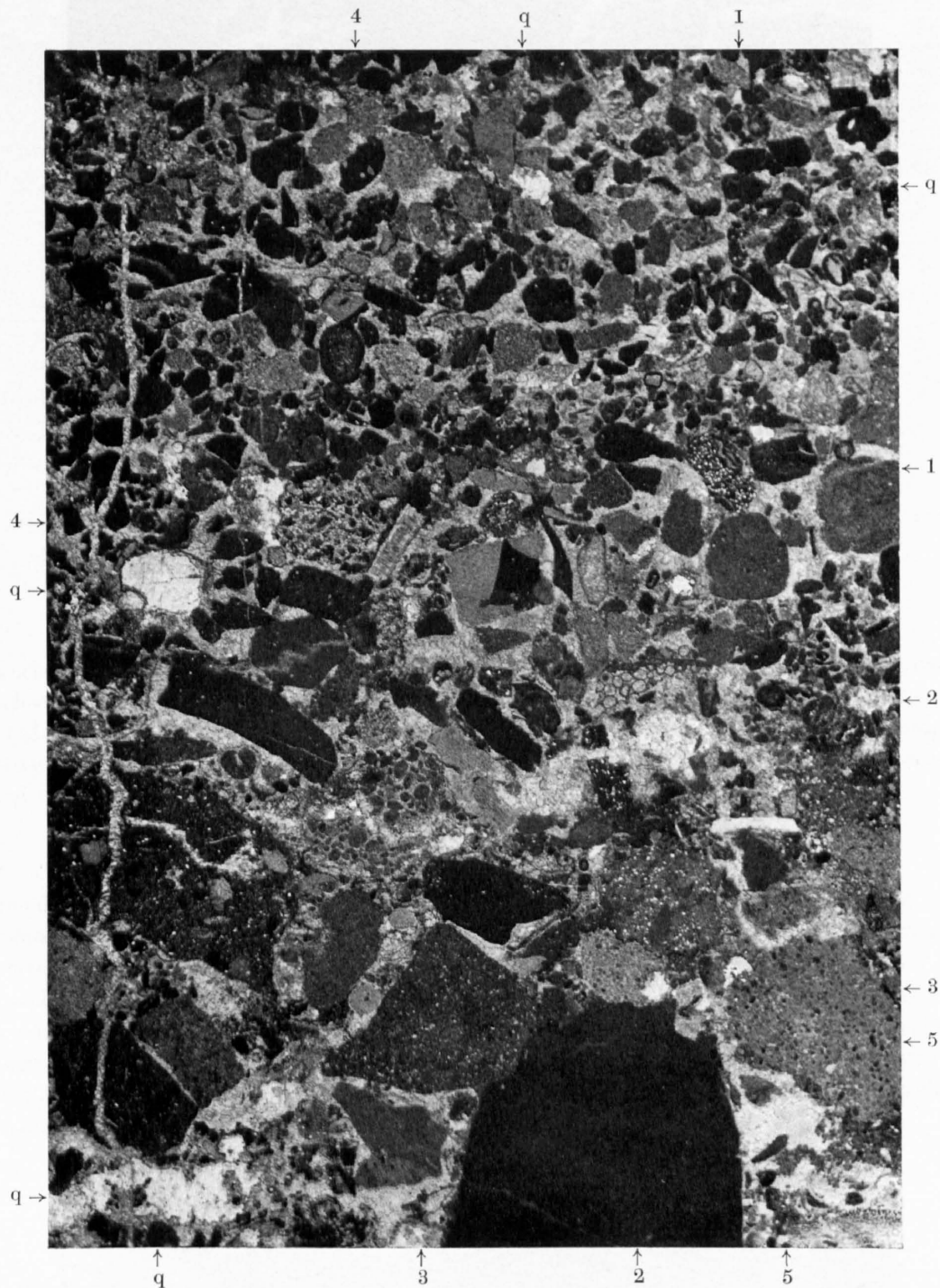


Fig.8. Dünnschliffbild einer Turbiditbank. Lombardischer Kieselkalk, Caminada. $\times 12$.

In calcitischem, stellenweise verkieseltem (q) Zement eckige bis schwach kantengerundete Komponenten rhätischer Gesteine: Dolomitpelite mit eckigen Quarzsplitterchen (1), Pseudoolithe (2), Kalkpelite mit Rhomboederchen-Dolomitisation (3), Kalkarenite mit dolomitisierter Grundmasse (4), «pelletal limestones» (5), atypische Dolomite, einzelne Ooide, «pellets» usw. Bioklastisches Material: Crinoiden- und Echinidentrümmern, Molluskenschalen, Kleinforaminiferen, darunter *Involutina turgida* KRISTAN. Graded bedding



Fig. 9. Turbidit mit multiplem graded bedding.
Lombardischer Kieselkalk, Pizzo della Croce (725 800/088 300)



Fig. 10. Kalkarenit mit unregelmässig verformten mud pebbles.
Lombardischer Kieselkalk, Pizzo della Croce (724 750/088 900)

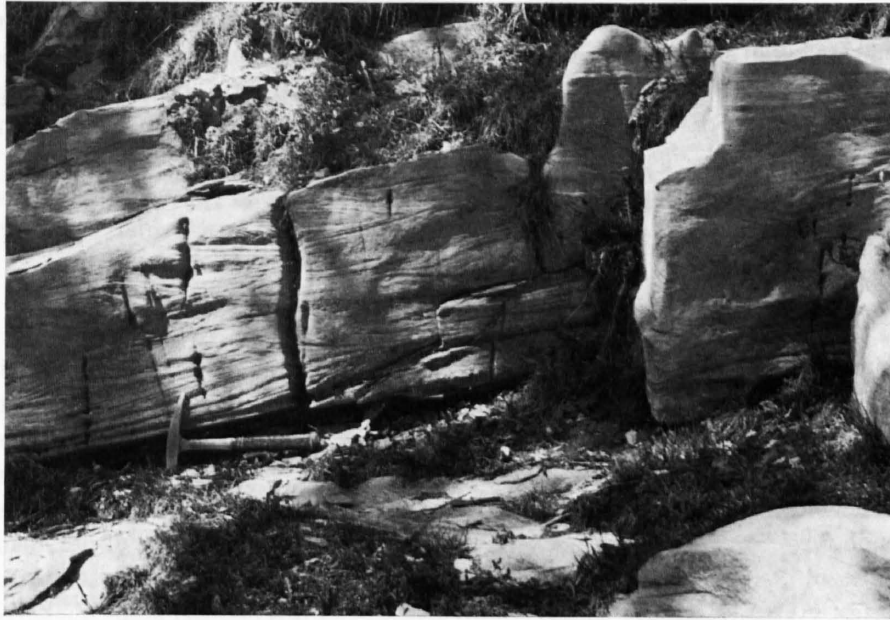


Fig. 11. Schrägschichtung («current lamination»).

Lombardischer Kieselkalk, Pizzo della Croce (724 650/088 900)

Breccien erkennen, oft zeigt sich auch eine tonige, pelitische, von neugebildeten Dolomitrhomboederchen durchwachsene Grundmasse, innerhalb der sich nur selten Reste eines feinkörnigen calcitischen Zements erhalten haben. Die metasomatische Dolomitisation ergreift stellenweise Grundmasse und Komponenten: in dolomitischem Zement finden wir dann verkieselte Schalenentrümmer, dolomitische Echinodermenbruchstücke und einzelne rhätische Komponenten.

Lamination

Ausser den lutitischen Anteilen der Turbidite zeigen die Hornstein-freien, parallelschichtigen, im frischen Bruch homogen erscheinenden Varietäten des Kieselkalks oft eine auffallende Lamination, welche nur in angewittertem Zustand kenntlich ist und im Schliffbild nicht in Erscheinung tritt (vgl. A. LOMBARD, 1963: Laminities II). Häufig erweisen sich die einzelnen Feinschichten als absolut konkordant, oft lässt sich aber auch eine ausgesprochene Schrägschichtung (Cross lamination, current lamination) beobachten (Fig. 11, 12). Zu submarinen Rutschungen (Slumping), gekennzeichnet durch überliegende Falten und Variationen in der Dicke der Bänke, bestehen wiederum zahlreiche Übergänge (Fig. 12). Eindeutiges «Convolute bedding» liess sich nur selten beobachten.

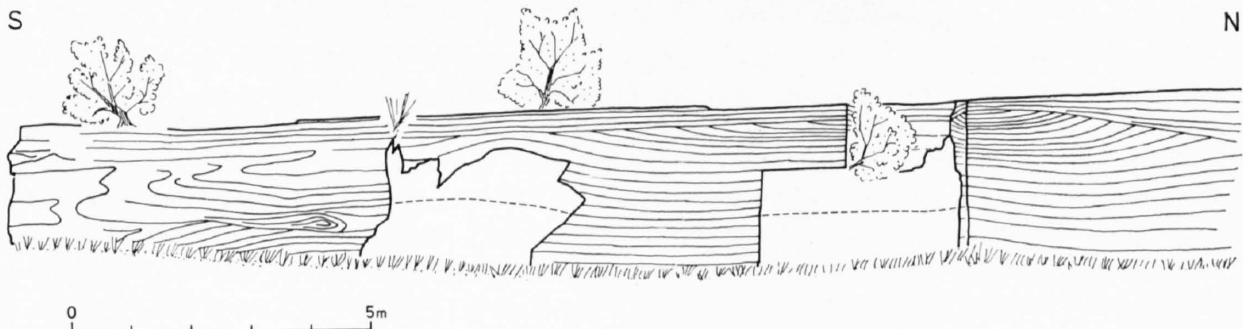


Fig. 12. «Cross-lamination» und Slumping. Lombardischer Kieselkalk. Crotto dei Platani, Comersee-Strasse zwischen Argegno und Briennio

Überraschend ist vor allem auch die Mächtigkeit der Bänke mit Schrägschichtung. Sie erreichen oft eine Mächtigkeit von 60 cm bis zu einem Meter, während die aus anderen Turbiditserien beschriebenen, analogen Beispiele meist nur wenige Zentimeter stark sind (TEN HAAF, 1959, p. 23; RADOMSKI, 1958, p. 400).

Die laminierte Textur der Kieselkalke weist auf eine rasche Sedimentation von suspendiertem Kalkschlamm aus einem laminar, zuweilen auch turbulent strömenden Medium.

Die schönsten Aufschlüsse befinden sich wiederum am Pizzo della Croce, zwischen Ca Cenzago und Ca Monda in den Hornstein-freien Kieselkalcken, welche mit den Turbiditen assoziiert sind (Schichtgruppe 2).

Submarine Rutschungen

In den laminierten Kieselkalcken äussern sich submarine Rutschungen (Slumping) meist als komplizierte, in der Bewegungsrichtung vergente Verfältelung der Feinschichtung (Fig. 13). Oft erscheint die Fältelung auch völlig chaotisch, in vielen Fällen lässt sich deshalb der Bewegungssinn in einem zweidimensionalen Aufschluss nicht ermitteln (Fig. 14). Auch lassen sich die durch submarine Rutschungen entstandenen Verfältelungen nicht immer eindeutig vom Convolute bedding unterscheiden. Es gibt jedoch oft sichere Anzeichen, dass die betreffende Schicht nach ihrer Ablagerung verformt wurde: der Verband der Feinschichtung ist gestört und abgerissen, die Bänke verdicken sich oder dünnen aus (seitlicher Massentransport), einzelne bereits stärker verfestigte Lagen werden bei der Verfaltung zerbrochen und zu Kalkschlickgeröllen verformt. Bei der Beteiligung von mobilem psammitischem Material kommt es zur erwähnten Bildung von Fluxoturbiditen und intraformationellen Breccien (s. oben, p. 37, Fig. 9 und 10). All dies zeigt deutlich, dass das pelitische Material bereits eine gewisse Verfestigung aufwies, als es verformt wurde, und nicht mehr in Suspension war. Als Gegenstück zu den Verfaltungen liessen sich zuweilen auch frühdiagenetische Streckungserscheinungen feststellen: In feinschichtigen Kieselkalcken konnten wir stellenweise flache Abschiebungen beobachten, welche eine charakteristische, flaserige Textur des Gesteins zur Folge haben.

In den homogenen Kieselkalcken, welche auch in angewittertem Zustand keine Feinschichtung aufweisen, lassen sich frühdiagenetische, submarine Rutschungen einzig an wulstförmigem An- und Abswellen der Bänke, an der Bildung von strukturlosen, ellipsoidischen, klumpenförmigen Kalkkörpern und am raschen seitlichen Auskeilen solcher wulstiger Bänke erkennen. In Hornstein-reichen Kieselkalcken bilden die Hornsteine oft solche Unregelmässigkeiten in der Schichtung ab. Am M. S. Agata beispielsweise lassen sich dickbankige Kieselkalke beobachten, deren Hornsteine nicht wie gewöhnlich als in der Schichtungsebene orientierte, vertikal und horizontal miteinander verwachsene Linsen angeordnet sind, sondern als unregelmässige Körper wirr und völlig chaotisch in der betreffenden Bank liegen. Zuweilen lässt sich deutlich eine Verfaltung bereits figurierter Hornsteinlagen erkennen. Besonders schöne Beispiele solcher frühdiagenetisch verformter Hornsteinlagen finden wir am Fahrweg von C. Pietra Fessa nach Verna. Ähnliche Bilder aus anderen Formationen geben C. E. BURCKHARDT (1943, Fig. 3 und 4); F. IPPOLITO (1951, Fig. 2 und 4) und R. ULRICH (1960, Fig. 14).

Bei stärkerer Verfestigung der Sedimente sind oft ganze Schichtpakete von mehreren Metern Mächtigkeit in liegende Falten gelegt, wobei der ursprüngliche Schichtverband mehr oder weniger erkennbar bleibt. Liegende und hangende Schichten zeigen ungestörte Parallelschichtung. Ein besonders schöner, leicht zugänglicher Aufschluss befindet sich an der Strasse oberhalb Gandria (G. SOLLE, 1960, p. 358).

Ein etwas abweichender, frühdiagenetischer Strukturtyp tritt besonders häufig in den Hornstein-reichen Partien des Sinémurien (Schichtgruppe 4) auf. Gute Aufschlüsse bieten die Generoso-Westwand und die Südflanke des Giappo Giallo (Grat Pt. 1608 bis Pt. 1433). Zwischen ungestörte, parallel geschichtete Kieselkalke schalten sich in einer Mächtigkeit von bis zu einigen Metern Partien ein, welche eine Art riesenhafter Schrägschichtung vortäuschen. Sie bestehen aus bis zu 20°-Einfallen gekippten Kieselkalcken, gut gebankten bis schiefrigen Partien, welche diskordant an Basis und Dach abstossen. In ihren rückwärtigen Teilen lässt sich oft ein Übergang in normale Parallelschichtung beobachten. Diese Strukturen lassen sich am besten mit «slump structures» vergleichen, welche NEWELL et al. (1953, p. 86/87, besonders pl. 12, Fig. 2) aus dem Perm von Texas beschrieben haben. Diese keilförmigen Strukturen werden von NEWELL et al. auf das Abrutschen mehr oder weniger konsolidierter Sedimentpakete zurückgeführt. Dass es sich bei diesen Strukturen nicht um tektonische Diskordanzen, sondern tatsächlich um submarine Rutschungen handelt,



Fig.13. Durch submarine Rutschung entstandene, synsedimentäre Fließfalte, Lombardischer Kieselkalk.

Alpe di Melano (721 400/086 750)

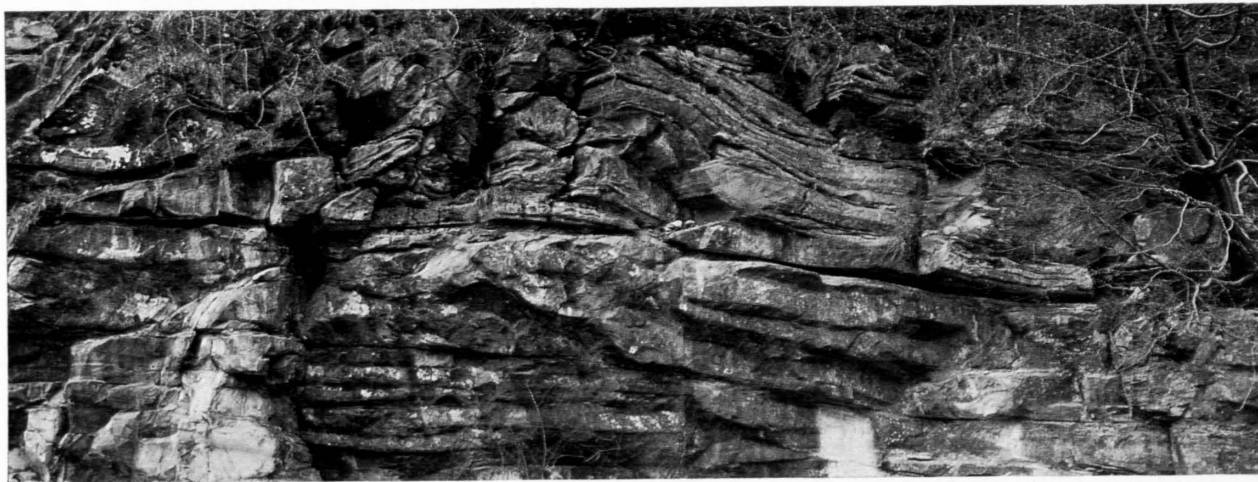


Fig. 14. Submarine Rutschung im lombardischen Kieselkalk an der Strasse von Caneggio nach Bruzella

lässt sich an einem grösseren, zusammenhängenden Aufschluss beobachten, welcher 1962 bei der Verbreiterung der Strasse zwischen Caneggio und Bruzella entstand (723 550/081 600) (Fig. 15). Im linken, nördlichen Teil des Aufschlusses folgt über laminierten Kieselkalken ein mehrere Meter mächtiger Schichtstoss, welcher in der beschriebenen Art mit etwa 30° gegen Norden einfällt und diskordant an Basis und Dach abstösst. Gegen Norden legen sich die Schichten allmählich flach und fügen sich, obwohl im einzelnen noch etwas gestört, konkordant zwischen liegende und hangende Schichten. Das gestörte Schichtpaket wird normal von laminierten Kieselkalken überlagert. Tektonische Störungen spielen abgesehen von kleinen, mittelsteilen Brüchen keine Rolle. Gegen Süden schliessen sich an das schräggestellte Schichtpaket chaotisch verformte, in unregelmässige Falten gelegte und zu einzelnen Gleitlinsen verformte Kieselkalke mit Zwischenlagen von Kalk- und Mergelschiefern. Sie werden überlagert durch laminierte Kieselkalke, welche z. T. noch in die submarine Rutschung miteinbezogen sind. Ihre Lamination ist zum Teil deutlich verfaltet und stösst diskordant an der Auflagerungsfläche ab. Auch hier zeigen sich wieder rasche Übergänge von ungestörten, parallel oder schräg laminierten, im wesentlichen nicht deformierten Kieselkalken zu submarinen Rutschungen. Folgt man diesem Aufschluss der Strasse Richtung Bruzella, so gelangt man ins Liegende, welches in einzelnen Aufschlüssen ähnliche Deformationsbilder erkennen lässt. An der scharfen Kurve gegen Piazze lässt sich in einem grossen Anriss wiederum der ganze Komplex beobachten. Hier schalten sich zwischen laminierte Kieselkalke geringmächtigere Komplexe von Kieselkalken, deren Lamination plastisch und völlig chaotisch verfaltet ist (Fig. 14).

Ähnliche durch submarine Rutschungen entstandene Diskordanzen haben wir auch im Domérien von Arzo beobachtet (Steinbruch S Borgioli, 716 300/081 850).

Exotische Blöcke

P. LEHNER (1952, p. 127/128) hat erstmals auf grössere, synsedimentär eingerutschte Blöcke von älteren, bereits verfestigten Sedimenten im lombardischen Kieselkalk aufmerksam gemacht. In den Kieselkalken des M. Brè finden sich isoliert «Blöcke von Dolomit und Kalkbreccien» von 40 cm bis über 2 m Durchmesser; feineres detritisches Material in der Umgebung der Blöcke konnte LEHNER nicht beobachten. Es handelt sich um Blöcke von typischem Hauptdolomit in Loferer Fazies; von Hauptdolomit, welcher randlich mit einer groben Breccie enggepackter, eckiger Hauptdolomitkomponenten in calcitischem Zement bepflanzt ist, sowie von Macchia vecchia-Breccien, wie sie bei Castellaccio auftreten.

Ausserdem treten in verschiedenen Horizonten des Kieselkalks «Riffkalke» auf, welche meist mit groben Breccien assoziiert sind. A. FRAUENFELDER (1916, p. 317/318, 334/335) und P. LEHNER (1952, p. 126/127) deuteten diese Riffkalke als autochthone Bildungen, die assoziierten Breccien als Riffschutt. Solche Riffbildungen passen aber recht wenig in das durch Turbidite und submarine Rutschungen charakterisierte Milieu des lombardischen Kieselkalkes. Sie lassen sich hingegen, wie aus den besonderen Lagerungsverhältnissen hervorgeht, zwanglos als einsedimentierte, exotische Blöcke interpretieren.

1. Valle dei Cugnoli

In der Valle dei Cugnoli oberhalb Rovio findet sich inmitten der lombardischen Kieselkalke ein isoliertes Vorkommen von Broccatello, welches bereits A. FRAUENFELDER bekannt war. Der Aufschluss liegt in etwa 850 m Höhe auf der N-Seite des Tales in einem von niederem Buschwald überwachsenen Abhang, aus dem nur einzelne Schichtköpfe der umgebenden Kieselkalke herausragen (721 525/088 625). Die Lagerungsverhältnisse sind deshalb nur unvollständig aufgeschlossen (Fig. 16).

Beim Durchqueren des Hanges fällt einem sogleich der massige Habitus und die weisse Anwitterung eines Blockes auf, dessen sichtbare Abmessungen etwa 2 × 4,5 m betragen. Es handelt sich um helle, feinkörnige Kalke mit feinstem Organodetritus, welche stellenweise reich an größerem bioklastischem Material (Gastropoden, Pectiniden, Echinodermen) sind, und um spätige Enkrinite. Die Kontakte zu den umgebenden Kieselkalken sind nirgends deutlich aufgeschlossen. Etwas westlich des grössten Blockes liegen in laminiertem Kieselkalk kleinere Schollen von atypischen Dolomiten (Hauptdolomit oder Rhät) und von Broccatello. Teilweise sind sie von Breccien umgeben, welche das charakteristische Gefüge von Rutschungsbreccien auf-

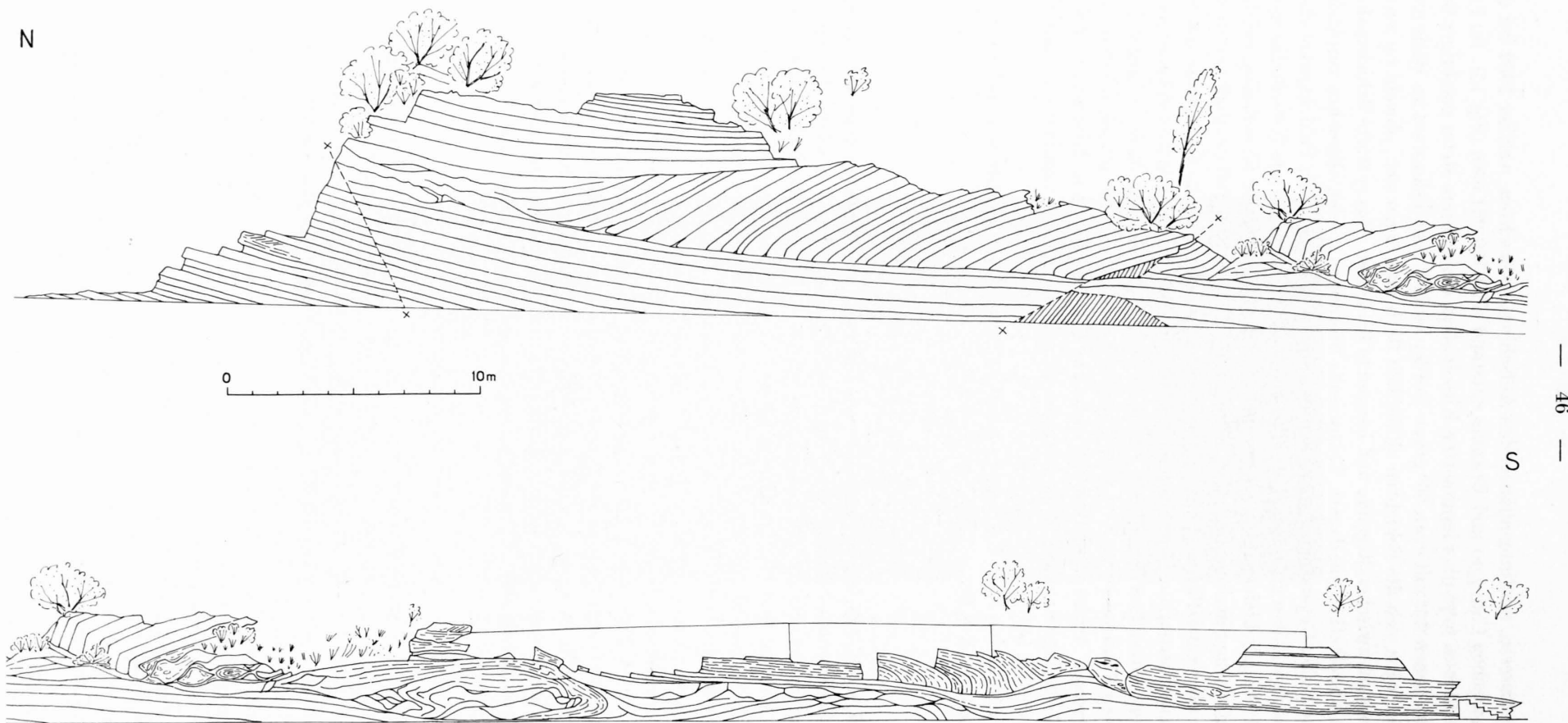


Fig.15. Submarine Rutschung. Lombardischer Kieselkalk. Strasse Caneggio-Bruzella, Aufschlussverhältnisse Herbst 1963.
Erläuterungen im Text

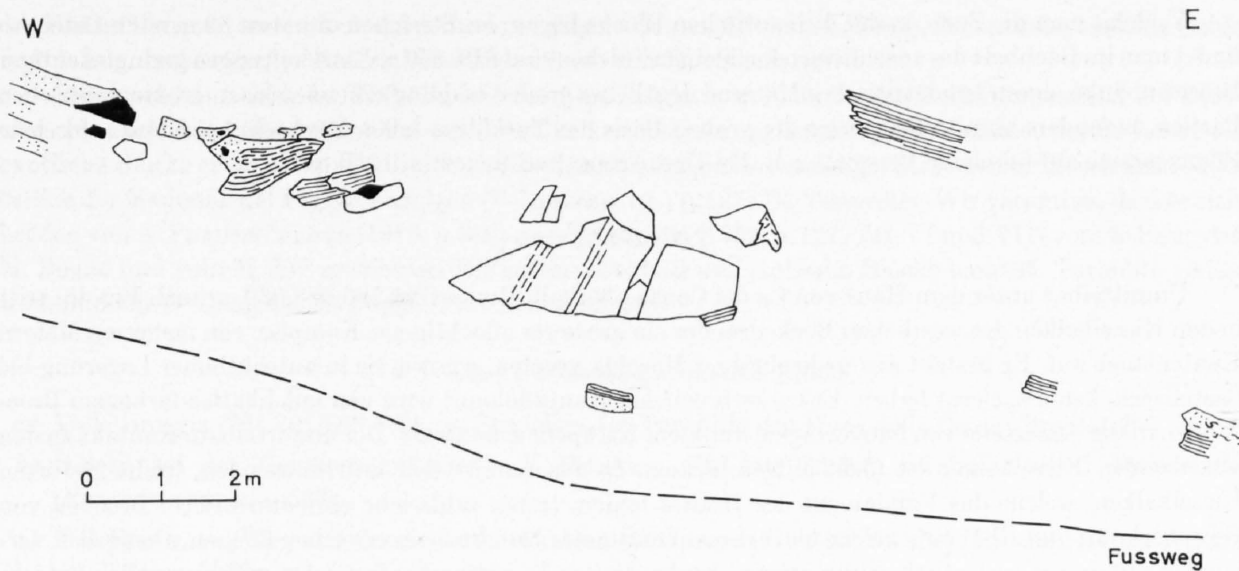


Fig. 16. Exotischer Block in der Valle dei Cugnoli.

Weiss: Broccatello, schwarz: Hauptdolomit, punktiert: fluidal texturierter, brecciöser Kieselkalk, schraffiert: laminierter Kieselkalk. Aufschlussverhältnisse 1961

weisen (Fig. 17). Die Breccien stimmen lithologisch vollständig mit den Rutschungsbreccien überein, welche in der Valle Breggia mit den Turbiditen assoziiert auftreten. Zwischen länglich, zum Teil phacoidisch verformte Schollen von mikrobreciösem oder fluidal texturiertem, pelitischem Kieselkalk schalten sich diskordant Schlieren von größerem, psammitischem bis feinpsephitischem Material. Als Komponenten treten die gleichen Gesteine wie in den gradierten Kalkareniten und Breccien auf: neben viel bioklastischem Material hauptsächlich atypische Dolomite und z. T. dolomitisierte, authigene Kalkarenite des Rhät.

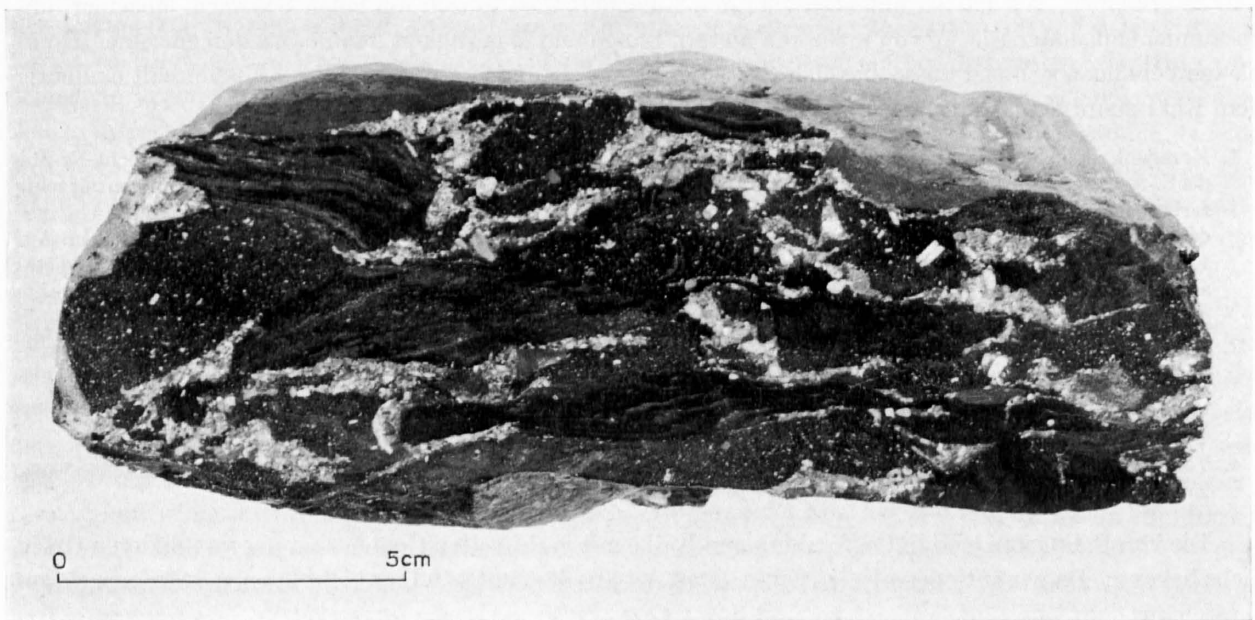


Photo E. Wagner

Fig. 17. Fluidal texturierte Rutschungs-Breccie, mit exotischem Block assoziiert. Lombardischer Kieselkalk. Valle dei Cugnoli (721 525/088 625)

Verfolgt man die Zone, in der die exotischen Blöcke liegen, im Streichen um etwa 50 m nach Osten, so findet man im Bachbett des anschliessenden kleinen Tälchens auf 840–850 m Einschaltungen geringmächtiger Breccienbänke, deren feindetritisches Material deutliches graded bedding erkennen lässt. In den pelitischen Partien, besonders unmittelbar unter der groben Basis der Turbidite, fallen Fischschuppen und zahlreiche Pflanzenreste auf (ähnliche Beispiele z. B. bei DZULYNSKI und SLACZKA, 1958, p. 221).

2. *Ca dei Conza*

Unmittelbar unter dem Haus von Ca dei Conza oberhalb Rovio (720 780/088 060, s. auch Fig. 48) tritt in den Kieselkalken des westlichen Beckenrandes ein grösserer allochthoner Komplex von mehreren Metern Kantenlänge auf. Er besteht aus mehrphasiger Macchia vecchia, wie wir sie in autochthoner Lagerung bei Castellaccio kennengelernt haben. Eckig zerbrochener Hauptdolomit wird von milchkaffee-farbenem Broccatello, dieser seinerseits von feinkörnigem dunklem Kalkpelit durchsetzt. Der unmittelbare Kontakt zu den umgebenden Kieselkalken ist nicht aufgeschlossen. In den unmittelbar anschliessenden, leicht gestörten Kieselkalken, welche das Fundament des Hauses bilden, treten zahlreiche eingesedimentierte Brocken von Hauptdolomit und Rhät auf, welche bis mehrere Zentimeter Durchmesser erreichen können. Dies weist, verbunden mit der im wesentlichen ungestörten konkordanten Lagerung der liegenden und hangenden Schichten, darauf, dass es sich um einen exotischen Block und nicht um ein tektonisch eingeschupptes Paket handelt.

3. *Alpe Bolgia (Val Solda)*

Bei Alpe Bolgia in der Val Solda folgen über den oberrhätischen Conchodon-Schichten Dolomite und Kieselkalke des untersten Lias, in welchen A. von BISTRAM (1903 a) Ammoniten des unteren Héttangien fand. Im Hangenden der Dolomite, etwa 300 m S der Alpe Bolgia, treten Einlagerungen von «Riffkalken» und Breccien auf, welche von P. LEHNER (1952, p. 126/127) eingehend beschrieben und als autochthone Riffbildungen angesehen wurden (s. Geol. Atlas, Bl. Tesserete: «Breccien mit hellen Kalken»). Die Assoziation von «Riffkalken» und Breccien liess uns nach den Erfahrungen im Generoso-Gebiet eher an exotische Blöcke denken, und eine Überprüfung im Feld und anhand von Dünnschliffen bestätigte diese Vermutung.

Obwohl die Aufschlüsse nicht sehr übersichtlich sind, fallen die hellen Kalke innerhalb der dunkeln Kieselkalke sofort auf. P. LEHNER glaubte fünf einzelne Bänke, welche sich seitlich mit den Breccien verzahnten, zu erkennen. Wir hatten hingegen eher den Eindruck, dass es sich um einen Schwarm einzelner, unzusammenhängender Blöcke von mehreren Metern Länge und Mächtigkeit handle. An den einzelnen Komplexen beteiligen sich fast ausschliesslich Gesteine, welche sich nach Mikrofazies und Fossilinhalt eindeutig dem Rhät zuordnen lassen:

1. Korallenkalk (s. M. REINHARD und D. BERNOULLI, 1964, Phototaf., Fig. 1 und 2), entspricht mikrofaziell Schicht Nr. 21 b des S.-Agata-Profiles (F. WIEDENMAYER, 1963, p. 562/563, Fig. 15). DS: Knollige, biogene, kryptokristalline Massen mit eckig zerbrochenen oder schlierig undeutlichen Rändern in feinpelitischer kalkiger Grundmasse mit feinverteiltem Organodetritus. Calcitisch-spätig rekristallisierte Korallen sind oft angebohrt und von biogenem Material durchdrungen. Auf Korallen und Cyanophyceenknollen sitzen in dünnen Krusten Nubecularien. In Hohlräumen resedimentäre, geopetal angelagerte, gröbere Generation von Kalkpelit. E. FLÜGEL bestimmte in freundlicher Weise die Korallen als *Thecosmilia* cf. *clathrata* (EMMRICH), kleinkelchige Wachstumsmodifikation.
2. «Lumachellen» (P. LEHNER, p. 127): in micritischer Matrix von Cyanophyceen und Nubecularien umkrustete Molluskenschalen, «composite grains», Ooide usw.
3. Oolithe: in micritischer, stellenweise calcitisch rekristallisierter Grundmasse von Cyanophyceen und Nubecularien umkrustete Ooide und Gastropodenschalen.
4. Vorwiegend bioklastischer Spargenit: in calcitischem Zement zahlreiche Schalenrümmer, Pseudooide, «pellets» usw., *Triasina hantkeni* MAJZON (det. E. FLÜGEL).

Die von P. LEHNER erwähnten feinkörnigen Kalke mit verkieselten Ooiden sind uns von anderen Orten nicht bekannt. Da wir authigene Kalkarenite dieser Art aus dem unteren Lias nicht kennen, stammen sie am ehesten aus dem Rhät.

Die mit den «Riffkalken» vergesellschafteten Breccien zeigen wiederum deutliches graded bedding (s. M. REINHARD und D. BERNOULLI, 1964, Phototaf., Fig. 3). Unter den Komponenten, welche mehrere Zentimeter Durchmesser erreichen können, überwiegen wiederum atypische Dolomite und authigene Kalkarenite

des Rhäts. Daneben treten Dolomitpelite mit eckigen Quarzsplitterchen (Rhät), Broccatello, einzelne Ooide und pellets, bioklastisches Material und Einschlüsse von Kieselkalk auf.

Damit sind nun auch die Riffkomplexe der Alpe Bolgia, sowohl durch den Turbiditcharakter der Breccien wie auch durch ihr gegenüber den Kieselkalcken höheres, paläontologisch dokumentiertes Alter, als exotische Blöcke gekennzeichnet. Die Turbidite der Alpe Bolgia lassen sich im Streichen bis Zocca della Nave östlich der Madonna del Faggio verfolgen (P. LEHNER, l. c., p. 127; Bl. Tesserete). Wir vermuten, dass es sich bei den von A. FRAUENFELDER (1916, p. 320) und P. LEHNER (1952, p. 127, Taf. VI und VII) vom S-Hang des M. Boglia und vom M. Brè erwähnten Riffkalcken ebenfalls um exotische Blöcke handelt. Turbidite treten weiterhin am W-Hang des M. Boglia (Pian Camoghè) auf.

4. Weitere Vorkommen exotischer Blöcke

- a) Valle Breggia (724 325/088 350), im Streichen der Turbidite des Pizzo della Croce: Broccatello.
- b) S-Schenkel der Generoso-Antiklinale E Piancone (722 450/086 525) im Sinémurien: Broccatello (FRAUENFELDER, p. 323).
- c) E S. Rocco, am Weg von Caprino nach Cantine di Caprino (719 540/093 850): Broccatello (entspricht möglicherweise FRAUENFELDER, p. 318).
- d) M. Caprino (719 540/093 850), im Schutt: Broccatello: micritischer Kalk, vollständig erfüllt von Brachiopoden: *Sulcirostra sequenzae* (GEMMELLARO), det. D. V. AGER.
- e) M. S. Agata (720 875/088 400): Macchia vecchia.

Grobe, unsortierte Breccien

Allochthone Komponenten verschiedenster Grösse treten auch in einer grobblockigen Breccie auf, welche sich nur in einem einzigen Aufschluss im Kern der Scaria-Antiklinale im untersten Lias fand. Im Steinbruch unmittelbar östlich des Museo doganale (722 650/095 450) folgen über dolomitisierten Kalkareniten und Dolomitbreccien (? Rhät) zunächst 3 m grobgebankter, Hornstein-freier, bräunlicher, feinkörniger Dolomite des unteren Lias. Darüber liegt eine ca. 4 m mächtige, grobblockige Breccie. Eckige Komponenten, deren Grösse von mikroskopischen Dimensionen bis zu ungefähr einem Meter Kantenlänge reicht, liegen völlig unsortiert in einer Grundmasse von dunklem, pelitischem, spongolithischem, meist völlig strukturlosem Kieselkalk, der nur selten in angewittertem Zustand eine leichte Fluidaltextur zeigt und sich nicht vom normalen Kieselkalk unterscheidet. Als Komponenten treten neben atypischen Dolomiten wiederum verschiedene Typen authigener Kalkarenite und Dolomitpelite mit kleinen detritischen Quarzsplitterchen auf. Neben diesen sicher rhätischen Gesteinen fanden sich feinkörnige Kalke mit zahlreichen Schwammnadeln, welche möglicherweise aus dem Broccatello stammen. Die Komponenten treten mengenmässig hinter der Grundmasse stark zurück. Über der Breccie folgen wiederum Dolomite und Kieselkalke des unteren Lias.

Ähnlich texturierte Breccien werden, assoziiert mit Turbiditen, submarinen Rutschungen usw., in der Literatur aus zahlreichen sogenannten «slope deposits» erwähnt, wo sie als «pebbly mudstones», «slide conglomerates» usw. bezeichnet werden. Von Konglomeraten unterscheiden sie sich durch ihre aussergewöhnlich schlechte oder völlig fehlende Sortierung und das Überwiegen einer pelitischen Grundmasse gegenüber den sehr locker gepackten Komponenten. Mit J. C. CROWELL (1957, p. 1003–1007) können wir uns ihre Genese etwa folgendermassen vorstellen: Grobe Blöcke von Hauptdolomit und Rhät, welche von den Steilrändern der Lukaner Schwelle losbrachen, gelangten in den Ablagerungsbereich der pelitischen Kieselkalke. Durch den grossen Dichteunterschied zwischen dem konsolidierten, grobklastischen Material und den wassergesättigten, völlig unverfestigten Kalkpeliten wurde das ganze System instabil und zu einem «mudflow» mobilisiert. Dabei verhinderte der pastenartige, visköse Zustand des pelitischen Materials eine Sortierung der Komponenten. Im Gegensatz zu Turbidity currents scheinen sich solche «mudflows» auch nicht flächenhaft auszubreiten; ihre Ablagerungen treten meist als linsenförmige Einlagerungen auf.

Völlig analoge Bildungen haben wir auch in den nur wenig jüngeren und paläogeographisch entsprechenden Sedimenten des M.-Nudo-Beckens (s. unten p. 57) und der mittleren Mezzaun-Serie im Engadin (s. p. 61) beobachtet. In beiden Fällen sind die Breccien mit Turbiditen assoziiert. Ähnliche Assoziationen

von «pebbly mudstones» und Turbiditen beschreibt J. REMANE (1960) aus dem Tithon der Westalpen. DZULYNSKI et al. (1959, p.1113) führen solche Konglomerate im Karpathenflysch ebenfalls auf sliding zurück.

Spurenfossilien

Der Reichtum an Spurenfossilien (Trace fossils, Treatise, W 177–183) bildet stellenweise eines der auffälligsten Merkmale des lombardischen Kieselkalkes. Besonders häufig treten solche in den Hornsteinreichen Partien (Schichtgruppen 4 und 5) auf, während sie in den tieferen Hornstein-armen, feinkörnigen, homogenen Kieselkalken (Schichtgruppe 3) oft ganz fehlen¹⁾. Meist handelt es sich um «Helminthoiden», einfache, locker geführte, in unregelmässiger Weise mäandrierende Spuren von verschiedener Grösse. Oft sind die Schichtflächen über und über von ihnen bedeckt (am deutlichsten zu beobachten im S-Schenkel der Generoso-Antiklinale in den Aufschlüssen längs der Generoso-Bahn), im Querschnitt verleihen sie dem Gestein die erwähnte charakteristische flaserige Textur. In den höheren Partien des Kieselkalks (Medolo) treten häufig breite *Fucoiden* auf.

Auf den Schichtflächen der Hornstein-armen Partien (Schichtgruppe 3) finden sich zuweilen körperlich erhaltene, ovale, abgeplattete kapsel- oder blasenförmige Gebilde, welche sich zu baumartig verzweigten Ketten aneinanderreihen. Sie lassen sich am ehesten den unter der Bezeichnung *Halysium* aus Flysch-artigen Sedimenten der oberen Kreide und des unteren Tertiärs bekannten Formen vergleichen, welche ebenfalls als Spurenfossilien gedeutet werden (SEILACHER, 1954, p. 226, Taf. 8, fig. 7; 1958, p. 1070/1071, Nr. 36; Treatise, W 224, fig. 141/4: *Halysium*). Diese weichen insofern von den übrigen Spurenfossilien ab, als sie nur von Schichtflächen bekannt sind. Von den jüngeren Formen unterscheiden sich unsere durch das Fehlen einer zentralen Eindellung und ihre Grösse (Länge der einzelnen Elemente bis 40 mm). Fundorte: Strasse Muggio-Scudellate, 724 700/086 500; ferner im Schutt NE Alpe Pesciò, 723 900/086 500. Spurenfossilien, wie sie im lombardischen Kieselkalk auftreten, sind nach SEILACHER (1958, p. 1062–1078) charakteristisch für Flysch-artige und pelitische Sedimente der Geosynklinalfazies. In den psammitischen Gesteinen des Kieselkalks haben wir keine Spurenfossilien gefunden.

d) Die Ablagerungsbedingungen

Der lombardische Kieselkalk wurde bisher wegen seiner Fossilien sowie wegen des Auftretens von Riffkalken, grobklastischen Gesteinen usw. als neritische Ablagerung betrachtet. A. FRAUENFELDER (1916, p. 318) bezeichnet ihn sogar als «transgredierende Formation».

Der Normaltypus des lombardischen Kieselkalks passt jedoch sehr schlecht in das Bild einer neritischen oder gar transgredierenden Formation. Die Sedimentation bituminöser, Ton-reicher Kalkpelite, welche neben den gesteinsbildend auftretenden Spongiennadeln als einzige Fossilien seltene Ammoniten führen, deutet auf eine Ablagerung in einem offenmeerischen, O₂-armen Stillwasserbereich. Die rasche Sedimentation verhinderte ihrerseits einen vollständigen Abbau der organischen Substanz. Neritisches Material, Ooide, «pellets», bioklastische Komponenten treten mengenmässig untergeordnet, zum grössten Teil in Breccien gehäuft auf. Der Tonanteil ist jedoch nirgends durch stärkere Wasserbewegung, wie sie oft den ursprünglichen Ablagerungsraum von authigenen Kalkareniten kennzeichnet, ausgewaschen. Rein karbonatische Gesteine, reine Oolithe oder biogen detritische Kalke, welche ein seichtes, gut durchbewegtes und oxydierendes Milieu dokumentieren, fehlen dem lombardischen Kieselkalk vollständig. Nur scheinbar widerspricht deshalb das Auftreten von neritischem Material in den monotonen Kieselkalken einer bathyalen Ablagerung. Wie auch das oft beobachtbare «graded bedding» der bioklastischen Breccien zeigt, lässt es sich zwanglos durch Resedimentation in einem tieferen, vom ursprünglichen Ablagerungsraum abweichenden Milieu erklären. Resedimentierte Kalkarenite, welche zahlreiche neritische Fossilien enthalten und deren grobe Lagen sich kaum von einem Küstensand unterscheiden, wurden in rezenten Sedimenten in grosser Tiefe (über 4000 m) am Fuss der Plattformen der Bahamas und von Bermuda gefunden (ERICSON et al., 1952, p. 504).

¹⁾ G. SOLLE (1937, p. 388/389) führt die Entstehung der Kieselgallen im rheinischen Paläozoikum auf die Ausflockung von Kieselsäure durch bei der Zersetzung von organischer Substanz (insbesondere von Würmern) freiwerdende Säuren zurück.

Einlagerungen von Turbiditen, Rutschungsbreccien («slide conglomerates»), von exotischen Blöcken älterer, bereits konsolidierter Gesteine, submarine Rutschungen usw. kennzeichnen den lombardischen Kieselkalk unseres Gebietes als typisches «slope deposit». Sedimentäre Strukturen (Vergenz der Falten bei submarinen Rutschungen, Cross-lamination, «Imbrication» der Komponenten der Turbidite), welche zur Festlegung der Transportrichtungen dienen könnten, haben wir nicht systematisch ausgewertet. Immerhin schien uns die Mehrzahl der beobachteten Fälle (z. B. der Übergang der «slide conglomerates» in Turbidite im S-Schenkel der Generoso-Antiklinale, die «Imbrication» der Komponenten der Turbidite in der Valle del Lembro) auf eine Transportrichtung von W nach E zu weisen. Mit einer solchen Transportrichtung stimmt auch die Herkunft der Komponenten überein: das neritische Liefergebiet der Fossilien (Broccatello) und auch der lithischen Komponenten von Rhät in der Fazies der Luganer Schwelle und von Hauptdolomit haben wir im W, im Bereich der Luganer Schwelle zu suchen (vgl. Fig. 18). Die Richtung der submarinen Rutschungen ist erheblichen Schwankungen unterworfen (s. auch G. SOLLE, 1960, p. 358).

Turbidite und submarine Rutschungen zeigen noch keine bestimmten bathymetrischen Verhältnisse an, es lässt sich aus ihnen lediglich ein vorhandenes Gefälle ableiten, welches allerdings nur wenige Grade betragen mag (KUENEN, 1956, p. 136). Für die Beurteilung der Bathymetrie kommen deshalb vor allem die sicher autochthonen Spurenfossilien und der Sedimentationscharakter der Kieselkalke in Betracht. Die Spurenfossilien lassen sich vorderhand nicht zu einer eindeutigen Aussage über die bathymetrischen Verhältnisse heranziehen, immerhin sind sie am ehesten denjenigen Flysch-artiger und pelitischer Geosynklinal-Sedimente vergleichbar.

Turbidite und submarine Rutschungen in kalkigen Sedimenten stellen keine Seltenheit dar. Sie sind sowohl fossil aus vielen, z. T. Flysch-artigen Serien (z. B. NEWELL et al., 1953; KUENEN und TEN HAAF, 1956; TEN HAAF, 1959), wie aus rezenten Beispielen (ERICSON et al., 1952) bekannt. Besonders charakteristisch ist weiterhin die Assoziation bituminöser Pelite mit submarinen Rutschungen und Turbiditen. Die Anwesenheit von Kohlenwasserstoffen spielt bei der Mobilisierung unverfestigter Sedimente eine bedeutende Rolle (FAIRBRIDGE, 1946, p. 90; LAUBSCHER, 1961, p. 306–311). Die Verknüpfung von spongolithischen Kieselkalcken und Turbiditen ist ebenfalls aus verschiedenen Flysch-Serien bekannt (SUJKOWSKI, 1957, p. 546; ALLEMANN, 1956, p. 19). In «homogenen», atypischen kalkigen Gesteinen sind dabei die Anteile an authigenem und an resedimentiertem, feinstklastischem Kalk nicht abzuschätzen (ALLEMANN, 1956, p. 114).

Wie NÄNNY (1948, p. 63) betont, erlaubt eine lithofazielle Fassung des Begriffes Flysch (z. B. TERCIER, 1947; SUJKOWSKI, 1957) keine Abgrenzung zwischen Flysch-Fazies und «homogener Geosynklinal-Fazies» (z. B. Bündnerschiefer, Kieselkalk). Lithologisch sind Flysch-Serien, neben weiteren akzessorischen Merkmalen, vor allem durch die Alternanz unzähliger psammitischer und pelitischer Lagen charakterisiert. Wenn auch grosse Partien des lombardischen Kieselkalks zahlreiche Analogien zu Flysch-Sedimenten aufweisen, so zeigen sich andererseits tektofaziell bedeutende Unterschiede zu den Serien, welche in den Alpen, allgemein als Flysch bezeichnet werden. Während die Flysch-Serien der Oberkreide und des Tertiärs meist am Ende der geosynklinalen Entwicklung stehen und die Schliessung der Sedimentations-Tröge ankündigen, beginnt mit den lithofaziell oft sehr ähnlichen Kieselkalcken der Übergang von einer miogeosynklinalen Entwicklung zu einer pelagischen, leptogeosynklinalen, welche erst in der Oberkreide mit dem Einsetzen der Flysch-Sedimentation abgeschlossen wird.

Wenn sich auch aus dem Auftreten von Turbiditen und submarinen Rutschungen die Ablagerungstiefe nicht ableiten lässt, so spricht es doch, wenn auch nicht gerade für Tiefsee, so doch eher für einen bathyalen als einen neritischen Bereich. Eine solche Interpretation wird vor allem auch durch die sedimentäre Entwicklung des Generoso-Beckens gestützt: Während des Rhäts waren im Bereich des Generoso-Beckens Subsidenz und Sedimentation in einem Gleichgewicht, welches während des unteren Lias durch Verstärkung der Subsidenz gestört wurde. Die Sedimentation vermochte mit der Absenkung nicht mehr Schritt zu halten, und es kam zur Ablagerung teils von Flysch-ähnlichen Gesteinen, teils von homogenen pelitischen Kieselkalcken, welche im mittleren Lias mit dem Aussetzen weiterer Materialzufuhr zu rein pelagischen, bathyalen bis möglicherweise abyssalen Sedimenten überleiten. Die absolute Bathymetrie mag während der mindestens 4000 m betragenden Absenkung während des unteren Lias um beträchtliche Werte geschwankt haben, ohne dass sich solche Schwankungen in einem bathyalen Bereich, z. B. zwischen 300 und 1000 m Tiefe, auf die Fazies des Kieselkalkes auswirken mussten. Im neritischen Bereich hätten solche Schwankungen bestimmt

zu komplizierten Fazieswechseln Anlass gegeben. Aus dem raschen Einsetzen der Kieselkalk-Sedimentation und dem häufigen Auftreten von Turbiditen im untersten Kieselkalk können wir vermuten, dass die Absenkung des Generoso-Beckens gegenüber der Luganer Schwelle zu Beginn der Kieselkalk-Sedimentation besonders stark war und dass sich das submarine Relief im weiteren Verlauf der unteren Lias etwas ausglich.

4. Cephalopodenkalke des Domérien

Die Aufschlüsse von Domérien beschränken sich in unserem Arbeitsgebiet auf kleine Erosionsrelikte im Süden der Generoso-Überschiebung (vgl. Taf. I). Als kleine Schollen liegen dort die jüngeren Sedimente Domérien, Ammonitico rosso, Radiolarite und Majolica auf den lombardischen Kieselkalke. Sie waren schon P. MERIAN (1854, p. 80/81) und L. LAVIZZARI (1869, p. 40–42) bekannt und haben später durch C. RENZ (1920, 1947) eine minutiöse Bearbeitung erfahren. C. RENZ verdanken wir vor allem die Bearbeitung einer grossen Menge horizontiert aufgesammlter Fossilien, doch weichen unsere Ergebnisse bezüglich der Lagerungsverhältnisse oft von den seinen ab. Im Gegensatz zum durchgehend aufgeschlossenen, tektonisch ungestörten Profil der Breggia-Schlucht (A. HEIM, 1906; C. RENZ, 1920; L. VONDERSCHMITT, 1940; D. T. DONOVAN, 1958; H. GRUNAU, 1959), welches mit seiner kontinuierlichen Sedimentation als Standardprofil für die jüngeren Sedimente dienen mag, sind die Aufschlüsse längs der Generoso-Überschiebung unzusammenhängend und oft tektonisch gestört. Es lassen sich jedoch keineswegs alle Abweichungen vom klassischen Profil der Breggia durch tektonische Störungen erklären (vgl. C. RENZ, 1920, 1947).

In der Breggia-Schlucht folgen über dem Medolo mit *Fucinicerias cornacaldense* (RENZ, 2u) graue, gelbe und rötliche, micritische Kalke mit Mergelzwischenlagen. Gegen oben treten die Mergel bald zugunsten der Kalke und Mergelkalke zurück, welche nun bald knollige, bald brecciöse Textur aufweisen. H. GRUNAU (1959, p. 15) vermutet in den brecciösen Kalke subaquatische Aufarbeitungsbreccien. Der ganze Komplex (RENZ, 2o) zwischen dem Medolo und den Knollenmergeln des Ammonitico rosso umfasst eine Mächtigkeit von ungefähr 12 m. C. RENZ (1920, p. 533–536) zitiert daraus eine reiche Fauna von Ammoniten der beiden Zonen des Domérien (*Amaltheus margaritatus* und *Pleuroceras spinatum*).

Bei Alpe di Salorino folgen über gelben und grauen, Hornstein-führenden, Glimmer-reichen Mergelkalke mit Fucoiden und limonitischen Schlieren (Medolo) zunächst 2 m dickbankiger, Hornstein-freier, feinkörniger, grauer, fossilereicher Mergelkalke. Diese gehen gegen oben in dünner gebankte hellgraue Kalke mit limonitischen Schlieren und knolliger Textur über (ca. 9 m). Glimmer- und Mergel-reiche Partien wechseln mit micritischen Kalke, welche reich an Organodetritus sind: im Dünnschliff erkennt man zahlreiche Foraminiferen, Spongiennadeln, Ostracoden, Echinodermentrümmer und Ammonitenembryonen. In der micritischen Grundmasse eingestreut finden sich Quarz, Muskowit, Biotit und untergeordnet Plagioklas als detritische Partikel. Unter den Makrofossilien stellen die Ammoniten den Hauptanteil, unter ihnen besonders Arieticeraten und als häufigste Form *Meneghinicerias lariense lariense* (MENECHINI) (det. F. WIEDENMAYER).

Nach C. RENZ (1920, p. 567–569) umfassen die grauen Ammonitenkalke die Schichten mit *Fucinicerias cornacaldense* (RENZ, 2u der Breggia, oberes Pliensbachien) sowie den unteren Teil des Domérien (*Amaltheus margaritatus*)¹⁾. Nebst den Ammoniten finden sich in geringerer Anzahl Brachiopoden (C. RENZ, 1932) und Selachierzähne.

Über den grauen Ammonitenkalke folgen bunte Kalke, die teils knollige, teils brecciöse Textur zeigen. C. RENZ (l. c., p. 570) spricht von «harten, dicken, grau und lilafarbig gefleckten Bänken von konkretionärer Beschaffenheit». Blasse, rötlichgraue, micritische Kalke – sie stimmen im Schliffbild mit den grauen Ammonitenkalke im wesentlichen überein – bilden eckige Komponenten oder rundliche Knollen in einer fluidal texturierten Grundmasse von rötlichgrauen bis weinroten Mergeln. Teilweise heben sich die Komponenten

¹⁾ Nach S. VENZO (1952, p. 105–107) ist *Meneghinicerias lariense* (MENECHINI) auf die Zone des *Pleuroceras spinatum* beschränkt. *Pleuroceras spinatum* fehlt nach C. RENZ (op. cit., p. 568) in den grauen Cephalopodenkalke und tritt erst in den hangenden roten Partien auf, in denen auch *Amaltheus margaritatus* und *Meneghinicerias lariense* auftreten. Ob sich im Domérien der Südalpen eine Zonengliederung tatsächlich durchführen lässt, wagen wir nicht zu entscheiden. Wir möchten jedoch mit Nachdruck darauf hinweisen, dass jeder Versuch einer verfeinerten Biostratigraphie die zahlreichen Anomalien in der Sedimentation in Rechnung stellen muss (vgl. F. WIEDENMAYER, 1963, p. 631–635).

scharf von der umgebenden Grundmasse ab, teilweise besteht ein allmählicher Übergang von flaserigem Mergelkalk zwischen den homogenen Kalken und den fluidalen Mergeln. Scharfe Begrenzung und allmählicher Übergang finden sich oft an denselben Komponenten, jedoch ohne dass dabei eine besondere Regelung zu beobachten wäre (z. B. oben-unten). Die Kalk-Komponenten werden ausserdem von einem System anastomosierender, roter Tonhäute («Tonflaserklüfte») durchzogen, welche oft den verzahnten Verlauf von Styolithen zeigen und die brecciöse Textur noch akzentuieren. Blassviolette, flaserig texturierte Mergelkalke zeigen nur noch andeutungsweise eine knollige Textur.

Anzeichen einer konkretionären Entstehung (C. RENZ, l.c.) liessen sich nirgends feststellen. Vielmehr möchten wir die Besonderheiten dieser Kalke auf frühdiagenetische Deformationen zurückführen. Dazu berechtigen vor allem auch Beobachtungen an ähnlichen Gesteinen, die ebenfalls dem Domérien angehören und auf die wir in einem besonderen Zusammenhang zurückkommen werden (s. p. 74/75). Subsolutionserscheinungen, wie sie HOLLMANN (1962) für die Knollenkalke des venetischen Ammonitico rosso nachweist, scheinen bei der Genese der Knollenkalke des Domérien eine untergeordnete Rolle zu spielen. Die Auffassung H. GRUNAU'S bezüglich der «subaquatischen Aufarbeitungsbreccien» kommt unserer Interpretation recht nahe.

Nach C. RENZ treten in roten Cephalopodenkalken Ammoniten beider Zonen des Domérien auf. Darüber folgende knollige Mergel und Mergelkalke gehören bereits dem Ammonitico rosso (Toarcien) an.

Neben den knolligen Cephalopodenkalken treten bei Alpe di Salorino in isolierten Aufschlüssen dichte, hellrote Kalke in Bänken von — 5 cm Stärke auf. Auch sie sind von zahlreichen Tonhäuten durchsetzt, von welchen eine limonitische, gelbe Verfärbung des Gesteins ausgeht. Im Dünnschliff zeigt sich das Bild eines micritischen Kalkes mit viel Organodetritus: Foraminiferen, Spongiennadeln, kleine Gastropoden, Lamellibranchierschalen, Aptychen und zahlreiche Ammonitenembryonen. In der stärker pigmentierten Grundmasse liegen etwas feinkörnigere Kalkbrocken mit unregelmässigen Umrissen, deren Hohlräume von micritischem Kalk mit der Korngrösse der Grundmasse erfüllt ist. Detritische Partikel (Quarz, Glimmer, Plagioklas) treten in Komponenten und Grundmasse auf. Die Lage dieser Kalke im Profil ist aus den isolierten Aufschlüssen nicht eindeutig ersichtlich, sie scheinen zwischen die Knollenkalke des Domérien und die Knollenmergel des Ammonitico rosso zu gehören. Analoge Kalke finden wir im Domérien westlich Balduana.

Domérien bildet auch die Erosionsrelikte von Pree und Poma (vgl. Fig. 51). Über den bekannten grauen Ammonitenkalken folgen rote, knollige Cephalopodenkalke.

Ein kleines Profil lässt sich weiterhin am Fussweg, welcher westlich Balduana im Gehölz den Hang durchquert (nicht auf LK), beobachten. Die grauen Cephalopodenkalke, welche nach RENZ in ihrem stratigraphischen Umfang denen von A. di Salorino entsprechen, sind in einer Mächtigkeit von ca. 9 m aufgeschlossen. Sie werden überlagert von etwa 12 m micritischer ziegelroter Kalke mit Fucoiden, welche denen von A. di Salorino lithologisch entsprechen, stellenweise zeigen sie eine flaserige bis knollige Textur. Darüber folgen, nur in einer Mächtigkeit von 5 m aufgeschlossen, Mergelkalke und Mergel des Ammonitico rosso mit Hildoceraten.

Kleinere, tektonisch stark beanspruchte Aufschlüsse von Domérien finden sich unmittelbar unter der Überschiebung an der Strasse südlich Balduana, ferner im überkippten Schenkel der S.-Agata-Synklinale bei Sgarauscia (721 675/084 800).

Bei Bella Vista liegen die Ablagerungen der Radiolaritgruppe mit einer beträchtlichen Schichtlücke unmittelbar auf dem lombardischen Kieselkalk (BERNOULLI, 1960, p. 633–635). Domérien tritt nur lokal als Relikt und in etwas abweichender Fazies auf. Wir werden auf dieses Domérien im Zusammenhang mit der erwähnten Schichtlücke zurückkommen.

5. Paläogeographie des unteren und mittleren Lias

Im Rhät der Südalpen liessen sich noch drei einheitliche, grossräumige Ablagerungsbezirke unterscheiden (s. p. 20–21). Wie im folgenden gezeigt wird, ergibt sich mit der verstärkten Subsidenz im unteren Lias immer mehr eine Aufsplitterung in ein kompliziertes Schollenmosaik. In die allgemeine Absenkung werden während des unteren Lias auch Gebiete westlich der Luganer Linie einbezogen. An der Luganer Schwelle

im engeren Sinne schliesst sich im W das M.-Nudo-Becken an, welches seinerseits im Westen durch eine der Luganer Schwelle analoge Hochzone, die Schwelle von Arolo–Gozzano, begrenzt wird. Westlich des Lago Maggiore sind nur noch einige kleine sedimentäre Gebiete erhalten, welche ebenfalls noch den Südalpen zugehören und auf deren Lias-Entwicklung wir vergleichsweise kurz zu sprechen kommen.

In Fig. 18 haben wir versucht, auf Grund der Mächtigkeits- und Faziesänderungen ein Modell der paläogeographischen Entwicklung zu entwerfen. Aus der Abtragung der Mächtigkeiten lässt sich – ein mehr oder weniger ebener Bezugshorizont (beispielsweise die Oberkante des Domérien) vorausgesetzt – zwar nicht der Zeitpunkt des Einsetzens der Subsidenz, wie SENN angenommen hatte, jedoch der Betrag der Absenkung abschätzen. Sprunghafte Änderung von Mächtigkeit und Fazies in horizontaler Richtung deuten auf Beteiligung von Brüchen.

a) Generoso-Becken und Luganer Schwelle

Wie aus der Arbeit von F. WIEDENMAYER (1963), deren wichtigste Ergebnisse wir in der Übersicht über den unteren und mittleren Lias kurz resümiert haben (s. p. 22/23), deutlich hervorgeht, lassen sich die komplizierten Fazieswechsel und aberranten Lagerungsverhältnisse im Raum der Luganer Schwelle zwischen Arzo und Tremona auf eine intensive syngenetische Dehnungstektonik zurückführen. Die mit dieser Dehnungstektonik verknüpften Bruchzonen streichen im allgemeinen N–S, d. h. parallel zur Luganer Linie. Bereits damit lässt sich ein Zusammenhang mit viel bedeutenderen Bewegungen, nämlich der Absenkung des Generoso-Beckens längs der Luganer Linie vermuten. Zwar lassen sich liasische Bewegungen an der Luganer Linie nicht unmittelbar nachweisen, doch geben uns Mächtigkeits- und Faziesverhältnisse wichtige Hinweise auf die tektonischen Ereignisse. Aus den exotischen Blöcken von Rhät in der Fazies der Luganer Schwelle in den Kieselkalken des M. Boglia sowie aus dem Rhät des T. Cassone (s. p. 16/17; P. LEHNER, 1952, p. 121) können wir entnehmen, dass sich die Luganer Schwelle in rhätisch-liasischer Zeit in nördlicher Richtung bis ins Gebiet von Lugano erstreckte.

Gegenüber dem Rhät, während dessen Subsidenz und Sedimentation im Gleichgewicht waren, verstärkte sich im unteren Lias im zentralen Generoso-Becken die Subsidenz. Die Riffazies des Conchodon-Dolomits (Corna) vermochte nur am E-Rand des Generoso-Beckens mit der Subsidenz einige Zeit Schritt zu halten: in der östlichen Alta Brianza reicht sie stellenweise bis ins untere Héttangien (H. RASSMUS, 1912, p. 367–374), am M. Albenza bis an die Grenze Héttangien/Sinémurien (W. KRONECKER, 1910; A. DESIO, 1929, p. 30–39). Im zentralen Generoso-Becken kam es bereits mit dem unteren Héttangien zur Ablagerung bathyalen Kieselkalke mit submarinen Rutschungen und Einlagerungen von Turbiditen. Während die Mächtigkeiten am E-Rand des Generoso-Beckens ziemlich kontinuierlich gegen W zunehmen (in der Alta Brianza deutet höchstens das starke axiale Abtauchen der Antiklinalkerne im Bereich der Linie Asso–Bellaggio auf eine Beteiligung liasischer Brüche oder Flexuren [s. Fig. 18]), wird das Generoso-Becken im Westen durch Bruchzonen begrenzt. Dabei wurden die einzelnen Schollen erst im Laufe des unteren Lias sukzessive in die Absenkung des Beckens einbezogen. Am E-Rand der Luganer Schwelle überlagert der lombardische Kieselkalk Rhät und Broccatello in der Fazies der Luganer Schwelle. Im allgemeinen setzt die Kieselkalksedimentation in diesem Gebiet gegen E von Scholle zu Scholle früher ein, zugleich nimmt auch die Mächtigkeit jeweils sprunghaft zu (vgl. F. WIEDENMAYER, 1963, p. 625–630). Unmittelbar östlich der heutigen Luganer Linie erreicht der lombardische Kieselkalk eine Mächtigkeit von 1200–1400 m, erst nach weiterer sprunghafter Mächtigkeitszunahme finden wir in der Serie des M. Generoso kontinuierliche Sedimentation vom Rhät in den unteren Lias und eine Mächtigkeit des Kieselkalkes von über 3000 m, wie sie für das zentrale Generoso-Becken typisch ist. Die sprunghafte Mächtigkeitszunahme mag wiederum mit einem syngenetischen Bruch zusammenhängen, welcher in alpiner Zeit der «Blattverschiebung von Alpe di Melano» ihren Verlauf vorschrieb. Die Annahme eines solchen Bruches könnte ausserdem gewisse Besonderheiten der Tektonik erklären (s. unten, p. 127/128).

Durch die Aktivität syngenetischer Bruchzonen am W-Rand des Generoso-Beckens kam es auch zur Ausbildung der Steilränder, welche das für die Entwicklung von Turbidity currents und submarinen Rutschungen nötige Gefälle abgaben. Dies wird vor allem durch die Herkunft des neritischen Materials und der lithischen Komponenten bestätigt, welche sich nur von der Luganer Schwelle beziehen lassen. Die tek-

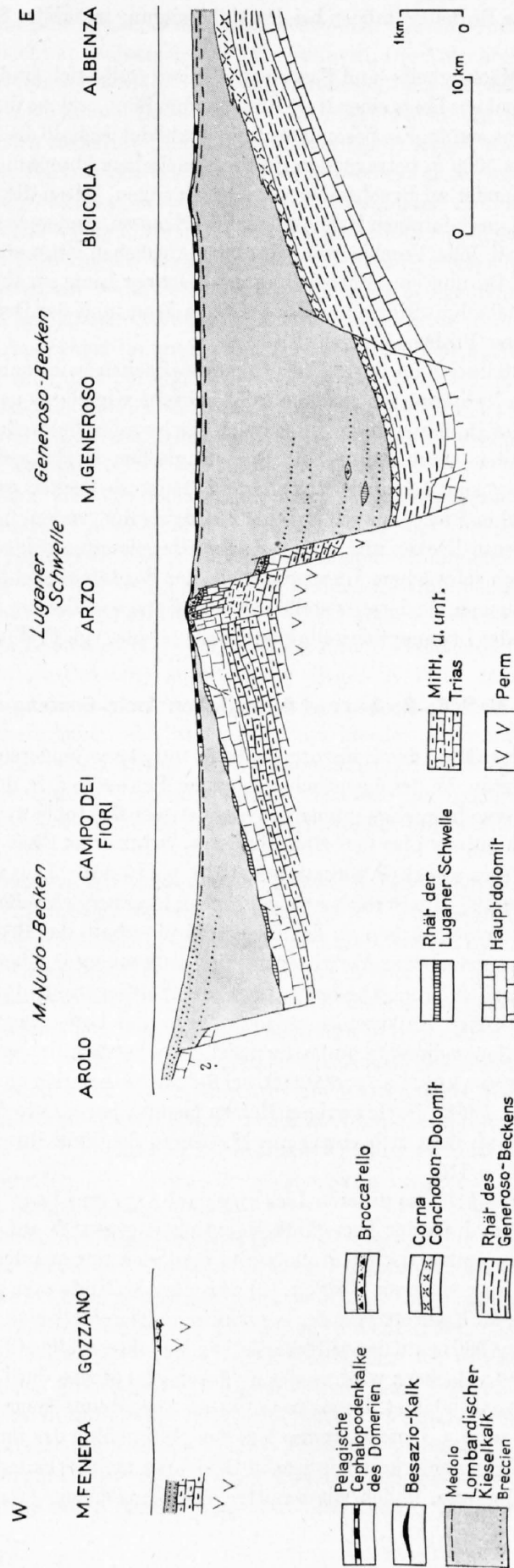


Fig. 18. Versuch einer Rekonstruktion der paläotektonischen Situation zur Zeit des Doménien

tonische Aktivität begleitende Erdbeben mögen bei der Mobilisierung instabiler Sedimente massgebend beteiligt gewesen sein.

Aus der Anordnung der Mächtigkeits- und Faziesverhältnisse ergibt sich eindeutig eine synsedimentäre Abschiebung des Generoso-Beckens längs einer N-S-streichenden Zone, welche ihrerseits durch Bruchzonen im kristallinen Sockel bestimmt wurde. Ein besonderes Problem bildet deshalb die Fortsetzung des Generoso-Beckens gegen N. Von der bis 5000 m betragenden rhätisch-liasischen Absenkung, sei sie nun an Flexuren (P. LEHNER, 1952, p. 144–146) oder an Bruchzonen vor sich gegangen, lassen die Aufnahmen von M. REINHARD (1953 und Bl. Tesserete) im südalpinen Kristallin nichts erkennen. Andererseits zeichnen sich in den Sedimenten des Gebietes der Denti della Vecchia keine direkten Anzeichen eines nördlichen Beckenrandes ab (P. LEHNER, l.c., p. 145/146). Da nun eine Fortsetzung der Luganer Linie im südalpinen Kristallin bisher nicht erkennbar ist und sämtliche Kristallinzonen der Val-Colla-Zone im N der Denti della Vecchia ungestört durchziehen, bleiben hier grosse Probleme ungelöst.

Mit dem mittleren Lias stellt sich im Bereich des Generoso-Beckens wie auch der Luganer Schwelle ein Übergang zu rein pelagischen Verhältnissen ein: Der lombardische Kieselkalk geht gegen oben in die pelagischen Cephalopodenkalke des Domérien über. Im Bereich der Luganer Schwelle zeigen einzig die kondensierten Besazio-Kalke besondere Verhältnisse an. Die pelagischen Cephalopodenkalke des Domérien (Glimmer-führendes Domérien) sind Luganer Schwelle und Generoso-Becken gemeinsam. Einzig ihre Beteiligung an den Macchia vecchia-Breccien weist auf eine Fortdauer der syngenetischen Tektonik hin. Durch weitere Absenkung von Generoso-Becken und Luganer Schwelle gelangten beide in einen pelagischen Sedimentationsbereich, in dem sich schwächere Unterschiede in der Subsidenz nicht mehr durch verschiedene Fazies zu dokumentieren brauchen. Andererseits stellen sich im Generoso-Becken in lokalen Schwellenzonen ähnliche Verhältnisse wie auf der Luganer Schwelle ein (Sasso Bicicola, vgl. F. WIEDENMAYER, 1963, p. 602).

b) M. Nudo-Becken und Schwelle von Arolo-Gozzano

Ähnlicher Art wie die Absenkung des Generoso-Beckens, nur etwas jüngeren Alters, ist die Absenkung des M. Nudo-Beckens im Westen. W der eigentlichen Luganer Schwelle, d.h. des Gebietes zwischen Arzo und Tremona, welches durch eine besonders intensive syngenetische Tektonik ausgezeichnet ist, überlagern epiklastische Kalkarenite des untern Lias den Hauptdolomit, reduziertes Rhät oder terrestrische Ablagerungen des untersten Lias (Terra rossa) (P. LEUZINGER, 1926, p. 110–116; J. VAN HOUTEN, 1929, p. 16–18; F. WIEDENMAYER, 1963, p. 589/590). Im Bereich der eigentlichen Luganer Schwelle widerspiegeln verschieden lange Zeiträume umfassende Schichtlücken an der Basis und innerhalb des Broccatello eine wechselvolle Geschichte von Emersionen, subaerischer Verwitterung und subsequenter Überflutungen, die durch eine plötzliche Absenkung der einzelnen Bruchschollen bedingt sind. Im Gegensatz dazu weisen Kontaktverhältnisse und Fazies der epiklastischen Kalkarenite zwischen Arzo und Lago Maggiore auf eine weiträumige Transgression. Die Transgressionssedimente umfassen meist einen beträchtlichen Zeitraum (bei Borgioli das ganze Lotharingen, F. WIEDENMAYER, l.c., p. 599/600, bei Saltrio Sinémurien und Lotharingen, G. SACCHIVIALI und G. M. CANTALUPPI, 1961). Nach wenigen Metern beginnt jeweils die Sedimentation der lombardischen Kieselkalke. Ihr Beginn lässt sich einzig am M. Campo dei Fiori durch Arieten als Sinémurien datieren (P. LEUZINGER, 1926, p. 116).

Betrachten wir die Mächtigkeit des unteren Lias zwischen Arzo und Lago Maggiore, so fällt uns wiederum eine kontinuierliche Zunahme der Kieselkalk-Mächtigkeit gegen W auf. Die Beteiligung syngenetischer Brüche im Bereich der epiklastischen Kalkarenite lässt sich nur aus dem abrupten Auskeilen des Rhäts an Brüchen, wie es J. VAN HOUTEN (1929, p. 15) zwischen M. Nudo und Sasso del Ferro beobachtet hat, vermuten. Im Gebiet des M. Nudo erreicht der lombardische Kieselkalk eine maximale Mächtigkeit von über 1800 m, wovon mindestens 300 m auf den mittelliasischen Medolo entfallen (J. VAN HOUTEN, 1929, p. 20).

Der Westrand des M. Nudo-Beckens wird wiederum durch eine grosse, der Luganer Schwelle parallele, analoge syngenetische Bruchzone gebildet. Heute trennt sie als bedeutende Querstörung die Quarzporphyre und Salvatore-Dolomite des unteren Lago Maggiore von den Sedimenten des jüngeren Mesozoikums im E. Unmittelbar W der Hauptstörung sind keine liasischen Schichten mehr erhalten geblieben. Erst ungefähr 20 km SW von Arolo, bei Gozzano, finden wir inmitten der permischen Quarzporphyre Erosionsrelikte

liasischer Gesteine, welche in zahlreichen kleinen Steinbrüchen in und um Gozzano aufgeschlossen sind und welche uns in mancher Hinsicht an diejenigen von Arzo erinnern. Die Aufschlussverhältnisse sind allerdings infolge des eingestellten Steinbruchbetriebs viel weniger übersichtlich und die Beziehungen der einzelnen Gesteine zueinander nach einem kurzen Besuch noch nicht überblickbar. An der Bildung Macchia vecchia-artiger Breccien beteiligen sich ziegelrote Enkrinite und micritische Kalke, wie wir sie aus dem Broccatello kennen, und Glimmer-reiche Mergel, welche an «Glimmer-führendes Domérien» erinnern. Die stets sandigen Broccatello-artigen Gesteine, welche auch selbständig auftreten, bilden auch die Grundmasse grober Konglomerate und Breccien, welche völlig unsortiert oft schön gerundete Gerölle von fluidalem Quarzporphyr führen. Die Gerölle können Durchmesser bis zu mehreren Zentimetern erreichen. Die Auflagerung auf die permischen Vulkanite konnten wir bei diesen Gesteinen nirgends beobachten, doch zeigt uns das völlige Fehlen triadischer Gesteine bei Gozzano, sowohl im Anstehenden wie als Komponenten, dass der Lias hier bis auf die permischen Quarzporphyre hinuntergreift. Dies wird vor allem auch durch exotische Blöcke von permischem Quarzporphyr im Domérien von Bedero (P. LEUZINGER, 1926, p. 119) sowie durch permische Komponenten im Domérien von Cellina (s. unten p. 59) bestätigt. C.F. PARONA (1898, p. 2) zitiert von Gozzano Ammoniten des Domérien; möglicherweise beteiligten sich an den mehrphasigen Gesteinen von Gozzano aber auch tiefere Lias-Anteile.

Besonders deutlich zeigen sich die Auswirkungen syngenetischer Tektonik in den Sedimenten des W-Randes des M. Nudo-Beckens. Unmittelbar NW Arolo (Pt. 275) folgt über dem Hauptdolomit eine grobe, unsortierte Breccie, welche enggepackt eckige bis kantengerundete Komponenten führt. Unter diesen überwiegen atypische Dolomite, daneben treten aber auch verkieselte Diploporendolomite, micritische, rosafarbene Kalke (? Rhät) und nach VAN HOUTEN (1929, p. 18) auch Kieselkalk auf. Die verkieselten Dolomite führen nach E. GASCHÉ *Diplopore* cf. *annulata* SCHAFFHÄUTL var. *debilis* (GÜMBEL) PIA und sind deshalb dem Ladinien (Salvatore-Dolomit) zuzurechnen. Gegen N stellt sich über der Breccie, welche von VAN HOUTEN als Transgressionskonglomerat des unteren Lias bezeichnet wird, lombardischer Kieselkalk ein. In diesem Kieselkalk lassen sich wenig S. S. Catarina del Sasso am Seeufer Einlagerungen von Breccien beobachten, welche neben kleinen Dolomitkomponenten vorwiegend bioklastisches Material führen und sich mit entsprechenden Gesteinen vom M. Generoso gut vergleichen lassen. Die Mächtigkeit der dunkeln, unterliasischen Kieselkalke beträgt in diesem Gebiet nur noch 100–300 m (J. VAN HOUTEN, l. c., p. 17).

Turbidite und Rutschungsbreccien («slide conglomerates») haben wir in etwas jüngeren Gesteinen (mittlerer Lias) von Flysch-artigem Habitus beobachtet. Sie finden sich in einzelnen Aufschlüssen um Arolo und an der Strasse von Arolo und Cellina sowie in einem schönen Aufschluss am Ufer des Lago Maggiore unmittelbar S Reno. In den kleinen Aufschlüssen zwischen Arolo und Cellina finden wir allenthalben psammitische Gesteine, welche mit Scaglia-artig zerfallenden siltigen und tonigen Mergeln wechsellagern (Fig. 19). Die psammitischen Lagen zeigen stets deutliches «graded bedding», in den oberen Partien der Bänke meist unverformte, parallele Lamination. Nach der lithologischen Assoziation lassen sich diese Gesteine als kalkigen Flysch bezeichnen. Die psammitischen Lagen führen in einem calcitischen Zement neben Dolomitkomponenten einzelne Ooide, Echinodermentrümmer usw., lithische Komponenten stark zersetzter Quarzporphyre sowie Quarz, Biotit, Muskowit, Plagioklas und K-Feldspäte. Oft sind die detritischen Partikel (Quarz, Feldspäte, Quarzporphyrkomponenten) von einem oolithischen Saum umgeben, was auf Resedimentation aus einem primären neritischen Ablagerungsraum weist.

S Reno treten zu den Turbiditen Einlagerungen grober Breccien («slide conglomerates») hinzu (Fig. 20). Die einzelnen Komponenten liegen weit zerstreut in einer spongolithischen Grundmasse («pebbly mudstone») oder auch enggepackt in einem sandig-calcitischen Zement. Ihre Dimensionen reichen von einzelnen resedimentierten Ooiden zu Blöcken von mehreren Dezimetern Kantenlänge. Als Komponenten beobachten wir Spongolithe, micritische Kalke mit feinverteiltem Organodetritus, welche sich dem Broccatello vergleichen lassen, Gesteine, deren Mikrofazies mit der des Rhäts der Luganer Schwelle übereinstimmt (d. h. Oolithe, Pseudoolithe, «pelletal limestones», von neugebildeten Dolomitrhomboederchen durchsetzte Kalkpelite), ferner atypische Dolomite und untergeordnet permischen Quarzporphyr. Submarine Rutschungen äussern sich vor allem auch in paradiagenetischen Verformungen abgelagerter Gesteine: so beobachteten wir z. B. eine Turbiditbank, welche durch paradiagenetische Streckung in gekippte Blöckchen zerlegt wurde,



Fig. 19. Alternanz psammitischer Lagen mit «graded bedding» und siltiger, toniger Mergel, mittlerer Lias. Strasse Arolo-Cellina (Varese)



Fig. 20. «Slide conglomerate.» Lombardischer Kieselkalk. Ufer des Lago Maggiore S Reno

wobei die hangenden und liegenden Mergel plastisch verformt wurden, die nächstfolgende Bank jedoch keinerlei Störung zeigt.

Bei Cellina sind die Flysch-artigen Gesteine als Domérien datiert (V. VIALLI, 1949 a, p. 199). Sie lassen sich damit auch altersmässig den obersten Partien des Kieselkalks (Medolo) am M. Nudo vergleichen, in welchen J. VAN HOUTEN (1929, p. 19) Ammoniten des oberen Pliensbachien und des Domérien fand. Während das Gebiet der Luganer Schwelle im Domérien bereits einen Übergang zu rein pelagischen Verhältnissen zeigt, lagen im Bereich der Schwelle von Arolo–Gozzano die permischen Vulkanite noch der Abtragung frei. Zwischen Arzo und dem M. Campo dei Fiori gehen die pelagischen Cephalopodenkalke des Domérien gegen W langsam in Medolo über. Am W-Ende des M. Campo dei Fiori (z. B. bei Pozzolo N Gavirate) finden wir im mittleren Lias gelbe, sandige Kalke, welche mit dicken Mergellagen wechseln. Diese gehen gegen W ihrerseits in die erwähnten Flysch-artigen Gesteine über, deren detritisches Material von der Schwelle Arolo–Gozzano stammt. Wie auch das spätere Einsetzen der Kieselkalksedimentation, zeigt die längere Aktivität der Schwelle von Arolo, dass das M. Nudo-Becken später als das Generoso-Becken von der syngenetischen Dehnungstektonik betroffen wurde.

Obwohl Generoso-Becken und M. Nudo-Becken sich nicht zur selben Zeit zu entwickeln begannen, zeigen sie doch einige gemeinsame Züge: beide Becken sind im W von syngenetischen Abschiebungszonen grössten Ausmasses begrenzt. Hingegen zeigen beide im E einen relativ flachen Übergang zu den entsprechenden Schwellenzonen. Eine solche Konfiguration von Schwellen- und Beckenrändern lässt sich am einfachsten mit einem System gekippter Blöcke, riesiger antithetischer Bruchschollen, im Gefolge einer mesozoischen Dehnungstektonik (vgl. Fig. 18) erklären (R. TRÜMPY, 1960, p. 869). Dabei zeigt sich wiederum, dass die Elemente dieser mesozoischen Dehnungstektonik schief und quer zu den alpinen Baueinheiten verlaufen, wie dies in neuerer Zeit auch für andere Teile der Alpen nachgewiesen wurde (zusammenfassend dargestellt in R. TRÜMPY, 1960).

c) Der südalpine Lias im Westen des Lago Maggiore

Westlich des Lago Maggiore sind in den Südalpen mesozoische Gesteine nur als isolierte Erosionsrelikte erhalten geblieben. Die verschiedenen lithologischen Typen des unteren und mittleren Lias zeigen jedoch deutlich eine weitere Differenzierung in einzelne Schwellen und Becken. Zugleich zeigen uns das Hinabgreifen des unteren Lias auf immer tiefere Horizonte sowie das spätere Einsetzen der Sedimentation, dass die Bildung der einzelnen Schwellen und Becken in den ganzen westlichen Südalpen von E nach W fortschritt.

Wie erwähnt bestand zur Zeit des mittleren Lias im Gebiet des unteren Lago Maggiore eine Schwelle, welche detritisches Material zu den Flysch-artigen Ablagerungen des M. Nudo-Beckens lieferte. Diese Schwelle wurde im Domérien mindestens teilweise überflutet. W dieser Schwelle, am M. Fenara in der unteren Valle Sesia (s. Bl. 30, Varallo, der Carta geol. d'Italia; RASETTI, 1897), greift der Lias nur bis auf Dolomite der Trias hinunter, welche in einer Mächtigkeit von ca. 300 m über den permischen Porphyren folgen. Es dürfte sich demnach um Dolomite der mittleren Trias (Salvatore-Dolomit) handeln. Bei S. Quirico (s. die geologische Karte von RASETTI) lässt sich die Auflagerung des Lias auf den Trias-Dolomiten gut beobachten. Breccien, welche in rötlichem dolomitischen Zement Komponenten von atypischen Dolomiten, völlig dolomitisierten Kalkareniten und untergeordnet eckige Quarzsplitter und Komponenten von permischem Quarzporphyr führen, greifen deutlich diskordant in die triadischen Dolomite. Gegen oben treten an Stelle der Dolomitkomponenten zusehends Quarz und Quarzporphyrkomponenten. Die zunächst noch rötlich gefärbten, dolomitischen Sandsteine gehen ihrerseits gegen oben in weisse, dolomitische Quarzsandsteine mit ausgeprägter Lamination über, welche zu spongolithischen, nur mehr leicht sandigen, laminierten Kieselkalken überleiten. Der oberste Teil des in einer Mächtigkeit von ca. 200 m erhaltenen Kieselkalkes besteht aus dünnbankigen, schiefrigen Varietäten. Nach RASETTI (1897, p. 165) treten sowohl in den rötlichen Sandsteinen wie auch im Kieselkalk Ammoniten des Domérien auf. S. FRANCHI (1903, p. 10–15) erwähnt analoge Kieselkalke und Mergelkalke, teils mit Einlagerungen von Breccien und sandigen Lagen von Villa del Bosco, ca. 10 km SW des M. Fenara (Bl. 43, Biella, Carta geol. d'Italia).

Liasische Gesteine treten weiter W in der Zone des Canavese um Ivrea auf. Nach P. BAGGIO (1963a) scheint es sich bei dieser Zone um eine sehr heterogene Schuppenzone zu handeln, an der sich auch südalpine Elemente (Permische Granite und Vulkanite, Trias-Dolomite usw.) beteiligen. Bereits A. SPITZ (1919) und V. NOVARESE (1929, p. 99–101) verglichen den Lias des Canavese s. str. mit demjenigen der westlichen Südalpen: sie fanden Kieselkalke und Breccien, welche mit denjenigen von Gozzano und vom M. Fennera völlig übereinstimmen. Ausserdem erwähnt A. SPITZ (1919, p. 3) Breccien, bei denen es sich um Macchia vecchia-artige Gesteine handeln dürfte (NOVARESE, 1929, p. 96, bezeichnet sie als «breccie autoclastiche», vgl. F. WIEDENMAYER, 1963, p. 540). Er beschreibt graue Trias-Dolomite, welche von einem unregelmässigen Netz roter Adern und Schlieren durchzogen werden und in Breccien mit eckigen Dolomitkomponenten übergehen. P. BAGGIO (1963, p. 13) vergleicht diese Gesteine mit den Bildungen an der Basis des Lias am M. Fennera und bei Sostegno-Villa del Bosco. Tatsächlich fanden wir S Sostegno auf einer gemeinsamen Exkursion mit Prof. H. LAUBSCHER und F. WIEDENMAYER Macchia vecchia-artige Gesteine im Trias-Dolomit, welcher diskordant von einem Netzwerk jüngerer rötlicher und gelblicher Mergel durchsetzt wird.

Isolierte Blöcke von Broccatello, welche bereits von C. F. PARONA (1930) mit dem Broccatello von Arzo verglichen wurden, finden sich neben Quarzporphyren, Blöcken von Diploporendolomiten, Serpentinitten und Calpionellenkalken (Maiolica) in den chaotisch deformierten «Argille scagliose» (Liguriano) des Monteferrato E Turin (s. G. ELTER, 1960, p. 576/577).

d) Bergamasker Alpen

Eindeutige Schichtlücken in der rhätisch-liasischen Serie der Bergamasker Alpen sind bisher nicht bekannt. Die Entwicklung einzelner Becken und Schwellen äussert sich im wesentlichen in einer faziiellen Differenzierung zwischen Schwellenzonen, in denen die neritische Sedimentation (Corna) längere Zeit Schritt halten konnte, und Zonen stärkerer Subsidenz, in denen die Sedimentation der lombardischen Kieselkalke, beziehungsweise des Medolo, früher einsetzte. Die allgemeine Fossilarmut sowohl der Corna wie auch des Medolo, welche eine Verfolgung der Heteropien erschweren, wie auch das Fehlen publizierter Detailaufnahmen, welche uns genauere Angaben über Mächtigkeits- und Fazies-Verhältnisse geben könnten, verhindern vorderhand die Rekonstruktion der paläogeographischen Entwicklung. Es ist aber zu hoffen, dass die von den Mailänder Geologen angekündigte Revision der Lias-Stratigraphie der Bergamasker und Brescianer Alpen diese Lücke in Bälde schliessen wird (CITA, CASSINIS und Pozzi, 1961).

Aus den vorhandenen Daten scheint mit grosser Sicherheit hervorzugehen, dass der Judicarienlinie und den sie begleitenden Störungen eine ähnliche paläogeographische Bedeutung zukommt wie den Querstörungen der Luganer Linie und der Linie von Arolo. Nach M. CADROBBI (1943) und O. VECCHIA (1957) beruhen die Fazieswechsel im Gebiet der Judicarienlinie nicht auf grossräumigen Transversalverschiebungen, welche ursprünglich weit voneinander getrennte Ablagerungsräume in unmittelbare Nachbarschaft brachten (L. TREVISAN, 1939), sondern auf alter Anlage dieser Querstörungen im Sinne einer Zone von wiederholt aktiven Brüchen. Zwar fallen die einzelnen Fazieswechsel nicht genau mit den heute beobachtbaren Brüchen zusammen, doch liegt im grossen ganzen die Querstörung der Judicarienlinie im Grenzgebiet lombardischer und venetischer Fazies. Die am Gardasee bis weit in den Lias hinaufreichenden Riffe der Corna trennen im unteren und mittleren Lias den stabilen venetischen Schelf der «Calcari grigi» von einem mobilen Trog mit starker Subsidenz. Unregelmässigkeiten in der Subsidenz und syngenetische Tektonik mögen dabei die Sedimentation des Medolo ähnlich beeinflusst haben wie die Aktivität der Luganer Linie diejenige im Generoso-Becken. Das Auftreten grober Breccien im Medolo von Brescia (R. TEICHMÜLLER, 1929, p. 386) sowie die Kennzeichnung des Medolo als «Flysch» durch O. VECCHIA (1957, p. 130) scheinen in diese Richtung zu weisen.

e) Ostalpine Decken

Eine der paläogeographischen Entwicklung der westlichen Südalpen analoge Differenzierung in einzelne Schwellen- und Becken-Zonen lässt sich auch aus der Faziesentwicklung des unteren Lias im Bereich der ostalpinen Decken annehmen. Sowohl im Unter- wie im Oberostalpin kehren aus den Südalpen wohlbekannte Gesteinstypen wieder. Die Schwellenzonen sind durch bunte Crinoidenkalke gekennzeichnet, welche schon

seit langem dem Broccatello der westlichen Südalpen verglichen werden. Diese meist als Steinsberger Kalke¹⁾ bezeichneten Gesteine sind öfters mit Breccien assoziiert und überlagern diskordant Rhät oder Hauptdolomit. Über die Genese und die paläotektonische Bedeutung der zum Teil mehrphasigen Breccien lässt sich aus der bestehenden Literatur noch kein klares Bild gewinnen, doch scheinen im Gebiet des P. Lischanna auch Macchia-vecchia-artige Breccien vorzukommen. Die Mannigfaltigkeit ihrer Erscheinungsform lässt auf äusserst komplizierte paläogeographische Verhältnisse auf engstem Raum schliessen.

Die Fazies der lombardischen Kieselkalke kehrt vor allem in den sogenannten «Allgäuschiefern» oder «Fleckenmergeln» wieder, mächtigen Serien von Kiesel- und Mergelkalken mit Mergel- und Kalkschieferlagen und klastischen Einschaltungen. Grösste Ähnlichkeit zeigen vor allem die Kieselkalke des Fraele-Lias der Ortler-Zone, welche sich von denjenigen des M. Generoso nur durch ihre mehr mergelige und schiefrige Ausbildung unterscheiden, ihnen aber auch altersmässig entsprechen (R. Pozzi, 1960). Untergeordnet treten auch in ihnen klastische Einschaltungen mit graded bedding auf, welche als Komponenten vorwiegend gelbliche Dolomitkomponenten führen (z. B. Val Mela SE S-chanf). Durch Herrn Prof. R. TRÜMPY wurde ich freundlicherweise auf die unpublizierte Diplomarbeit von R. STEIGER (1962) aufmerksam gemacht, welcher im Trupchum-Lias in der Val Mütschuns Einlagerungen von Turbiditen fand. Durch besonders zahlreiche klastische Einlagerungen ist die mittlere Mezsaun-Serie (Unterostalpin, F. ROESLI, 1944, p. 359/360) gekennzeichnet. Über Kalken und Lumachellen des Rhäts folgen dort dunkle, dunkelbraun anwitternde, laminierte, sandige Kalkarenite und Breccien mit graded bedding. Über diesen stellen sich graublaue Kieselkalke mit Spurenfossilien (*Fukoiden*, *Zoophycus*) ein, welche mit mächtigen Breccienbänken mit graded bedding und groben, unsortierten Breccien («slide conglomerates») wechsellagern. Sie gehen gegen oben in bunte Tonschiefer und Radiolarite über. Aus dem Blaisun-Lias erwähnt H. HEIERLI (1955, p. 24) linsenförmige Einschaltungen von groben Breccien in den Allgäuschiefern. Grobklastische Einschaltungen sind auch in den «Fleckenmergeln» der nördlichen Kalkalpen bekannt (V. JACOB SHAGEN, 1959, p. 212). Sie führen neben älteren Komponenten hauptsächlich solche von Fleckenmergeln. Da submarine Rutschungen fehlen sollen, werden die Konglomerate von JACOB SHAGEN (1959, p. 223) als Anzeichen einer flachmeerischen Ablagerung der Fleckenmergel angesehen.

Nach den Befunden in den westlichen Südalpen, wie auch in anderen Teilen der Alpen (vgl. R. TRÜMPY, 1960), lässt sich vermuten, dass auch im ostalpinen Bereich die mesozoischen paläogeographischen Elemente, Schwellen- und Becken-Zonen schief und quer zu den späteren, alpinen tektonischen Einheiten verlaufen. Innerhalb der gleichen tektonischen Einheit können deshalb Fazies und Mächtigkeit auf kurze Distanz, z. T. auch sprunghaft ändern (z. B. innerhalb der Bernina-Decke zwischen den reduzierten Serien des Murtiröl und den vollständigeren Serien des P. Mezsaun, F. ROESLI, 1944). Die verschiedenen Fazies-Typen, z. B. Broccatello und Allgäuschiefer, treten sowohl im Unter- wie im Oberostalpin auf. Da aber die Abfolge der ostalpinen Teil-Decken, besonders im Bereich des umstrittenen «Mittelostalpins», noch nicht in allen Einzelheiten bekannt ist, lässt sich eine hinreichend gesicherte Rekonstruktion der Paläogeographie auf Grund der in verschiedenen paläogeographischen Einheiten auftauchenden Faziestypen noch nicht vornehmen. Wir müssen uns deshalb mit einem allgemeinen Vergleich mit den Südalpen begnügen. Eine Korrelation von südalpinen und ostalpinen Schwellen- und Becken-Zonen, wie sie L. U. DE SITTER (1947) versucht, lässt sich heute noch nicht durchführen.

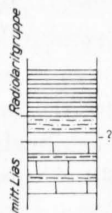
G. Oberer Lias und Dogger

1. Übersicht

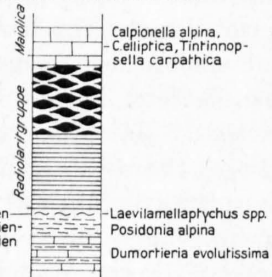
Die Sedimente, welche sich in den westlichen lombardischen Alpen zwischen dem mittleren Lias (Medolo oder pelagische Cephalopodenkalke des Domérien) und der oberjurassischen Radiolaritgruppe ausscheiden lassen und welche in ihrer Gesamtheit den oberen Lias und den Dogger (oder wenigstens dessen grössten Teil)

¹⁾ An der Typlokalität (Tasna-Serie) nach neueren Auffassungen penninisch (R. TRÜMPY, 1960).

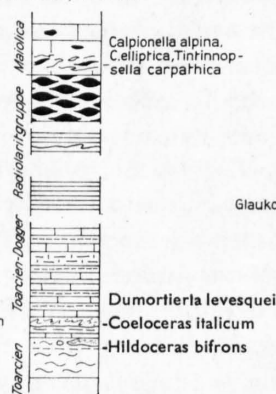
1. POZZOLO E GAVIRATE



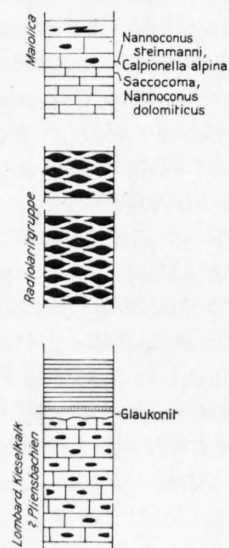
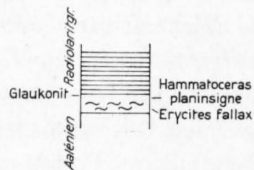
2. MOLINO DI SOPRA, T. CLIVIO



3.T. CLIVIO, N CLIVIO



4.T. CLIVIO, SW ARZO



The map shows the northern part of Lake Como, with the borders of Italy (ITALIEN) and Switzerland (SCHWEIZ) indicated by a dotted line. Key locations marked include LUGANO, M. Generoso, M. Campo dei Fiori, GAVIRATE, VARESE, COMO, ALBAVILLA, SUELLO, and LECCO. Sampling points are numbered 1 through 9. A scale bar at the bottom indicates distances of 0, 20, and 40 km. A north arrow is located in the upper right corner.

zwischen Seiten 62/63 einlegen

Corrigendum

Fig. 21

Massstab 1 : 1 666, statt 1 : 500



7. Alpe Turati nach S. VENZO (1952). 9. Val Malanotte nach A. DESIO (1929)

vertreten, zeichnen sich vor allem durch zahlreiche horizontale und vertikale Fazieswechsel und Anomalien in der Sedimentation aus. Die klassische stratigraphische Abfolge lombardischer Kieselkalk-«Domeriano»-«Ammonitico-rosso»-Radiolaritgruppe (z. B. G. BONARELLI, 1894; A. HEIM, 1906; H. RASSMUS, 1912; C. RENZ, 1920–1947) ist nicht überall verwirklicht. Reduzierte Schichtreihen wechseln auf kurze Distanz mit vollständigen, deren Sedimentation oft gestört ist. Eng verknüpft mit den Problemen der Sedimentation während des oberen Lias und des Doggers ist dasjenige der Auflagerung der Radiolaritgruppe, auf welches ich bereits in einer vorläufigen Mitteilung kurz eingegangen bin (D. BERNOULLI, 1960). Die Radiolaritgruppe überlagert zwischen Lago Maggiore und Bergamo Gesteine sehr verschiedenen Alters (Pliensbachien bis mindestens Bajocien). Dafür sind drei verschiedene Erklärungen denkbar: 1. Das Einsetzen der Radiolaritfazies erfolgte nicht überall gleichzeitig. «Ammonitico rosso» und kieselig-mergelige Kalke des Doggers einerseits und Radiolarite andererseits sind heterop (A. SENN, 1924, p. 595/596). 2. Die Radiolaritfazies setzt mehr oder weniger zur gleichen Zeit ein. Zwischen der Radiolaritgruppe und ihrem Liegenden können Schichtlücken bestehen (H. GRUNAU, 1959, p. 67–73; D. BERNOULLI, 1960, p. 632–636). 3. Fehlende Horizonte sind tektonisch unterdrückt (C. RENZ, 1920, p. 573–575; 1947, p. 378). Da die basalen Radiolarite, abgesehen von unbestimmbaren Radiolarien, fossil leer sind, lässt sich diese Frage nicht direkt beantworten; eine mögliche und auch wahrscheinliche Lösung ergibt sich jedoch aus dem folgenden Zusammenhang.

Um zu einem Verständnis der komplizierten stratigraphischen Verhältnisse zu gelangen, welche gerade im M. Generoso-Gebiet in auffälliger Weise vom bekannten stratigraphischen Schema abweichen, waren wir gezwungen, wiederum über den Rahmen unseres eigentlichen Arbeitsgebietes hinauszugreifen. Die von uns im folgenden besprochenen Profile sind z. T. bereits mehrmals in detaillierter Weise, zuletzt von GRUNAU (1959) in seinem Buch über alpine Radiolarit-Serien, beschrieben worden¹⁾ (Fig. 21). Da unsere Beobachtungen, und damit auch ihre Interpretation, in wesentlichen Punkten von den bisherigen Beschreibungen abweichen, werden wir einige der stratigraphischen Profile kurz wiedergeben. Anschliessend werden wir auf Fragen der Stratigraphie, der Sedimentation und Paläogeographie zu sprechen kommen. Wir möchten aber vorausschicken, dass zu einer endgültigen Lösung der im folgenden skizzierten Probleme eine Revision der reichen Cephalopodenfaunen und ihrer chronostratigraphischen Bedeutung notwendig ist. Dabei vermag uns nicht das minutiöse, horizontierte Aufsammeln der Faunen allein, sondern erst die Kombination mit verfeinerter sedimentologischer Beobachtung weiterzuhelfen. Versuche in dieser Richtung ergeben bereits wertvolle Hinweise auf die Beziehungen zwischen Biostratigraphie und Sedimentation. Wie F. WIEDENMAYER (1963) an einigen Beispielen gezeigt hat, lassen sich scheinbare Unregelmässigkeiten in der biostratigraphischen Abfolge des mediterranen Jura oft auf Anomalien in der Sedimentation zurückführen.

Als Ausgangspunkt der stratigraphischen Beschreibung wählten wir das Breggia-Profil, welches mit seiner vollständigen Schichtreihe und der für den betreffenden Abschnitt nach modernen Gesichtspunkten revidierten Biostratigraphie (D. T. DONOVAN, 1958) als Standardprofil am besten geeignet ist.

Für das folgende Kapitel folgen wir der Stufen-Einteilung, wie sie 1962 am Colloque du Jurassique in Luxembourg vorgeschlagen wurde (H. HÖLDER, 1963). Sie weicht von der von W. J. ARKELL (1956, p. 9/10) vorgeschlagenen und von D. T. DONOVAN (1958, p. 43) angewandten Einteilung nur durch die Beibehaltung der Stufe des Aalénien ab. Im Gegensatz zu C. RENZ (1920), S. VENZO (1952), H. GRUNAU (1959) und unserer Darstellung im geologischen Führer ziehen wir die Grenze zwischen Toarcien und Aalénien zwischen den Zonen der *Dumortieria meneghinii* (unten) und des *Leioceras opalinum* (oben). Die Grenze Aalénien/Bajocien fällt nach den Empfehlungen des Colloque zwischen die Zonen des *Graphoceras convacum* (unten) und der *Sonninia sowyerbyi* (oben).

¹⁾ Neuerdings wurden die Sedimente zwischen Domerien und Scaglia von A. POLLINI und G. CUZZI (1960) summarisch beschrieben und die Verteilung der Fossilien tabellarisch dargestellt. Leider geht aus der Art der Darstellung nirgends hervor, was von den Autoren selbst beobachtet, was aus der zahlreich zitierten Literatur kompiliert wurde. Ferner fehlt jede Dokumentation der aufgenommenen Serien (genauere Angaben über die Lage der Profile, Mächtigkeiten, Art der Sedimentation in den einzelnen Profilen), so dass die Überprüfung der Angaben unmöglich und die Publikation für weitere Arbeit wertlos ist.

2. Einzelprofile

a) Breggia

Das Profil der Breggia-Schlucht (Fig. 21, Profil 6) zwischen Morbio superiore und Castel S. Pietro hat als eines der schönsten und fossilreichsten der Südalpen bereits mehrere, eingehende Beschreibungen erfahren (A. HEIM, 1906; C. RENZ, 1920; L. VONDERSCHMITT, 1940; D. T. DONOVAN, 1958; H. R. GRUNAU, 1959). Die bisher vorliegenden Arbeiten beschäftigen sich vornehmlich mit der stratigraphischen Abfolge und dem Fossilinhalt, während der Sedimentation, abgesehen von den Untersuchungen GRUNAUS über Bankungs-rhythmen und Farbschichtung, nur wenig Beachtung geschenkt wurde. Wir möchten deshalb im folgenden vor allem auf einige Besonderheiten der Sedimentation aufmerksam machen, welche ihrerseits erst, wenigstens zum Teil, Unregelmässigkeiten in der biostratigraphischen Abfolge verständlich machen.

Eine erste Übersicht über die geologische Situation gibt das Profil I der Tafel II (vgl. auch BERNOULLI und WIEDENMAYER, Geol. Führer, Fig. 5—7). Am Südrand der Generoso-Masse taucht der lombardische Kieselkalk in einer Randflexur unter die jüngeren mesozoischen Ablagerungen. Diese Randflexur wird von der Breggia in einer tiefen Schlucht durchbrochen, welche ein durchgehendes Profil vom unteren Lias bis zum Oberkreide-Flysch erschliesst. Fig. 22 zeigt den Ausschnitt vom Ammonitico rosso (Schichten 3 von C. RENZ) bis in den Dogger (RENZ 6), soweit das Profil in der Schlucht zugänglich ist.

Von unten nach oben:

1. Rote und rot-weiss gefleckte, knollige Mergel und Mergelkalke mit zahlreichen Cephalopoden: Ammonitico rosso¹⁾. Sie entsprechen im wesentlichen RENZ 3u: unterem Toarcien mit *Hildoceras* spp., *Mercaticeras mercati*, *Phymatoceras tirolense* usw. (C. RENZ, 1920, p. 536–543; D. T. DONOVAN, 1958, p. 40/41).

Im unteren Teil fällt ein 20 cm mächtiges Band grünlicher, knolliger Mergel (gr. B.) auf, welches einen Horizont mit Frechiellen (Fr.) überlagert (C. RENZ, 1920, p. 537).

2. Gut gebankte, rote und rot-weiss gefleckte, knollige Mergelkalke mit Ammoniten (Ammonitico rosso). Entspricht im wesentlichen RENZ 3o: mittlerem Toarcien mit *Paroniceras* spp., *Phymatoceras erbaense*, *Erycites* spp., *Hammatoceras* spp.

Im Dach tritt ein auffälliges Band grünlicher Mergel (w. Bd.) auf, in welchem L. VONDERSCHMITT (1940, p. 211) einen Block von Quarzporphyr fand. Das Gestein, welches in einer feinkörnigen, entglasten Grundmasse Einsprenglinge von Quarz, Orthoklas und Plagioklas aufweist, zeigt gute Übereinstimmung mit den Quarzporphyren, welche als Gänge in den permischen Vulkaniten auftreten.

3. Rotbraun und weiss gefleckte, flaserig-knollig texturierte Mergel und Mergelkalke, welche völlig erfüllt sind mit rundlichen, konkaven, schwach berippten Schälchen von 2 bis max. 4 mm Ø. Daneben treten grössere gestreifte Posidonien sowie einzelne kleine Aptychen auf.

Im Dünnschliff liegen die einzelnen Schalenquerschnitte, meist parallel in der Schichtebene angeordnet, eng gehäuft in einer Grundmasse von feinkörnigem Mergelkalk, welcher stellenweise, besonders bei dichter Packung der Schälchen, calzitisch rekristallisiert ist. Die einzelnen Schälchen bestehen aus feinen Calcitkristallen, deren c-Achse senkrecht zur Oberfläche der Schälchen gerichtet ist. Unter gekreuzten Nicols zeigen die Schälchen deshalb in waagrecht oder senkrechter Stellung Auslöschung.

Ähnliche Organismenreste wurden von E. REPOSSI (1926, p. 8–11) im Ammonitico rosso der Alta Brianza gefunden und von C. F. PARONA (in REPOSSI, l.c.) als Brachiopoden interpretiert und unter dem Namen *Koninckina ? gregaria* PARONA beschrieben. Vergleiche mit den von A. DESIO (1929, p. 46/47) vom M. Albenza als *Koninckina gregaria* zitierten Formen ergaben Übereinstimmung mit unserem Material. Die Zuordnung zu articulaten Brachiopoden bleibt jedoch äusserst fraglich, da weder PARONA noch wir irgendwelche Spuren eines Armergüsts entdeckten.

Ähnliche Querschnitte wurden weiterhin aus dem südalpinen Ober-Lias von FERASIN (1956) und ZANMATTI-SCARPA (1957) abgebildet und als «alge filamentose» interpretiert. Wie Y. PEYRE (1959) gezeigt hat, lassen sich solche Querschnitte jedoch kaum auf fadenförmige Körper beziehen, so dass es sich mit grösster Wahrscheinlichkeit auch in diesen

¹⁾ Wir verwenden im folgenden den Ausdruck «Ammonitico rosso» als lithofazielle Bezeichnung. Im Gegensatz zu SENN (1924, p. 593–597) und GRUNAU (1959, p. 15) möchten wir ihn jedoch mit C. RENZ auf die bunten, knollig texturierten, ammonitenführenden Mergel und Mergelkalke beschränken. Innerhalb des Breggia-Profiles fallen damit nur 1. und 2. (RENZ 3) unter diese Bezeichnung.

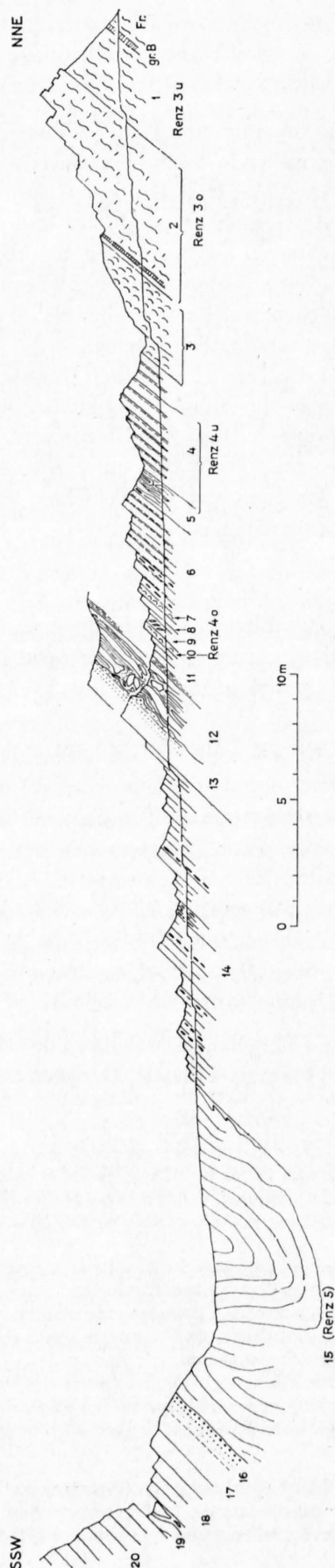


Fig. 22. Profil Ammonitico-rosso-Dogger Breggia-Schlucht. Erläuterung im Text

Fällen um die Schalenquerschnitte kleiner, pelagischer, planktonischer oder pseudoplanktonischer Lamellibranchier oder deren Larvenstadien handeln mag, eine Deutung, welche wir auch für unser Material annehmen.

3. entspricht im wesentlichen den Grenzposidonienschichten von RENZ. Nach den Mächtigkeitsangaben von RENZ scheint jedoch die von ihm zitierte *Pleydellia aalensis* (l. c., p. 543) noch aus dem oberen Teil dieser Schichten zu stammen.

4. Alternanz gut gebankter, hellgrauer, stellenweise lilarot gefleckter, zuweilen knollig texturierter Kalke mit «Posidonen»-Schälchen und lilaroter, meist blättriger Mergel. Die obersten 2,5–3 m entsprechen RENZ 4u: *Dumortieria* spp.: oberes Toarcien. Spurenfossilien: *Zoophycus*.
5. Submarine Rutschung (Slumping): Hellgraue, lilarot gefleckte Kalke sind durch frühdiagenetische, submarine Rutschung in liegende Falten gelegt, teilweise in einzelne linsenförmige Körper, Schollen und Kalkbrocken innerhalb der begleitenden, lilaroten Mergel aufgelöst oder zu an- und abschwellenden Kalkbänken verdickt und ausgezogen. Mergel- und Kalkanteil sind oft nur unscharf getrennt, sie zeigen fließende Übergangszonen, welche durch fluidale Textur ausgezeichnet sind. An einer Stelle durchschlägt der mobilisierte Kalkpelit als Gang die begleitenden Mergel. Fig. 23 und 24.
6. Alternanz hellgrauer Kalke und lilaroter Mergel, wie 4., im oberen Teil teilweise hornsteinführend.

70 cm über der Basis eine 4 cm mächtige Kalkbank, welche sich, durch ihren plattigen Habitus und eine feine Lamination auffallend, von den übrigen Bänken unterscheidet. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als feindetritischer, mergeliger Kalk, der deutliches graded bedding zeigt. Als Komponenten treten innerhalb der feincalzitischen Grundmasse neben detritischem Quarz, Plagioklas, Biotit, Chlorit und Muskowit vor allem rundliche, feinkörnige Kalkkomponenten und biogen detritisches Material (pelagische Lamellibranchier, Spongienadeln, Radiolarien und wenige Foraminiferen) auf.

7. Knolliger, von lilaroten Mergelfasern durchzogener, hellgrauer Kalk mit schlecht erhaltenen Ammoniten: nach C. RENZ (l. c., p. 545) *Phylloceraten* und *Rhynchoteuthys*.
8. Hellgrauer, feinkörniger Kalk.
9. Grünlichgraue bis schwarzgraue Mergel mit dachziegelartig übereinandergeschobenen Kalklinsen («imbrication», ? tektonisch).
10. Knollig texturierter, von lilaroten Mergelfasern durchzogener, gelblichgrauer, feinkörniger Kalk mit zahlreichen Ammoniten des oberen Toarcien und unteren Aalénien: *Pleydellia aalensis*, *Dumortieria* spp., *Tmetoceras scissum*, *Erycites fallax*, *Ludwigia murchisonae* usw. (C. RENZ, l. c., p. 546/547; DONOVAN, l. c., p. 40).

DONOVAN (p. 41) vermutet, dass der «Mischcharakter» dieser Fauna auf Kondensation und teilweise Aufarbeitung zurückzuführen ist.

Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als feinkörniger Mergelkalk, welcher völlig erfüllt ist von feinstem Organodetritus: Radiolarien, Spongiennadeln, Ostracoden, Ammonitenembryonen und kleinen Aptychen. Untergeordnet detritische Partikel.

11. Gut gebankte bis plattige, hellgraue Kalke, welche von einem 25 cm mächtigen, grünlich grauen Mergelband überlagert werden.
12. Submarine Rutschung: Hellgraue, feinkörnige Mergelkalke sind in einzelne unregelmässige, wulstige oder linsige Kalkkörper aufgelöst, welche in grünlichgrauen Mergeln stecken. Teilweise lassen sich grössere zusammenhängende Bereiche einzelner Bänke, welche z. T. ebenfalls wulstig deformiert sind und sich in einzelne Schollen auflösen, erkennen. Von den umgebenden Mergeln sind die Mergelkalke stets deutlich abgegrenzt. Ihre Verformung vollzog sich jedoch rupturlos, in plastischem Zustand (frühdiagenetisch). Sie sind völlig homogen und zeigen nirgends interne fluidale oder phacoidische Texturen. Ausserdem treten kleinere, rundliche Kalkbrocken (cm-Bereich) auf.
13. Die submarine Rutschung wird an unregelmässiger, wulstiger Fläche überlagert von einer dicken, kalkarenitischen Bank, welche deutliches graded bedding zeigt. An ihrer Basis erweist sich die feinkörnige Mergelkalk-Grundmasse als erfüllt von biogen-detritischem Material: den feinen Schälchen pelagischer Lamellibranchier und von rundlichen, von Calcit ausgefüllten Pigmentaussparungen (? Radiolarien). Daneben treten wiederum kleine, eckige detritische Partikel auf (Quarz, Glimmer, Plagioklas). An der Basis sind ausserdem ellipsoidische Brocken von feinkörnigem, feindetritischem Mergelkalk eingestreut, wie er auch das Dach der Bank bildet. Gegen oben nimmt die Grösse der biogen-detritischen Trümmer sowie der detritischen Partikel sukzessive ab, und an der Oberkante der Bank finden wir nur noch feinsten Organodetritus sowie kleinste, eckige detritische Partikel, vor allem Glimmer, locker in der feinkörnigen Mergelkalk-Grundmasse eingestreut.
14. Alternanz gut gebankter bis plattiger, hellgrauer Kalke und teils grauer, teils lilaroter Zwischenmergel.

Zum Teil führen diese Kalke längliche Linsen von rötlichgrauem Hornstein, welche sich auch zu durchgehenden Bändern zusammenschliessen. Ähnlich wie bei den Kieselkalen des unteren Lias zeigen die Hornsteine unregelmässig zerfaserte Umrisse und sind von einem SiO_2 -reicheren Hof umgeben. Während in den kalkigen Partien das organodetritische Material (pelagische Lamellibranchierschälchen, Radiolarien) als von Calcit erfüllte Pigmentaussparungen kenntlich ist, wird es gegen die Hornsteine zu sukzessive in stärkerem Masse von feinfaserigem Quarz erfüllt. Zusehends lösen sich auch die kalkigen Partien in einzelne karbonatische Fetzen innerhalb einer feinfaserigen Quarzmasse auf und verschwinden in den Hornsteinbändern vollständig. Innerhalb der feinfaserigen Quarzmasse lassen sich jedoch deutlich die Umrisse der Lamellibranchierschälchen erkennen. Auch in diesem Fall sind die Hornsteine durch frühdiagenetische Stoffwanderungen im unverfestigten Sediment entstanden.

15. Ungefähr 9 m mächtiger, disharmonisch verfalteter, z. T. chaotisch verformter Komplex heller, feinkörniger Kalke und lila- bis braunroter Mergelkalke und Mergel (RENZ 5). Bis vor kurzem wurde diese Zone allgemein als disharmonisch verfaltet aufgefasst (A. HEIM, 1906, p. 6/7; C. RENZ, 1920, p. 548; H. R. GRUNAU, 1959) und erst in neuester Zeit als submarine Rutschung interpretiert (D. BERNOULLI, 1960, p. 636; R. TRÜMPY, 1960, p. 869). Eindeutige Evidenz für submarine Rutschung ergibt sich vor allem aus der stratigraphischen Überlagerung durch normale, ungefaltete Schichten, sowie aus der Art der Verformung, welche sich von derjenigen alpin-tektonischer Falten deutlich unterscheidet.

In Fig. 25 ist der Verlauf der Falten schematisch dargestellt. Im wesentlichen unterscheiden sich die Gesteine nur durch ihre Deformation von den liegenden Kalken und Mergeln. Zu den rhythmisch alternierenden hellen, «Posidonien»-Schälchen-führenden Kalken und lilaroten Mergeln treten lediglich gut gebankte, knollige, weiss und lilarot gefleckte Mergelkalke vom Typus Ammonitico rosso, welche mit lilaroten Mergeln wechsellagern.

Die Basis der submarinen Rutschung wird überall durch eine Bewegungsfuge («slip plane») gebildet. Nirgends lässt sich ein Zusammenhang mit den liegenden, ungestörten Schichten feststellen (die Zeichnung von HEIM, Taf. II, Fig. 4, ist in dieser Hinsicht irreführend). Über der Bewegungsfuge lassen

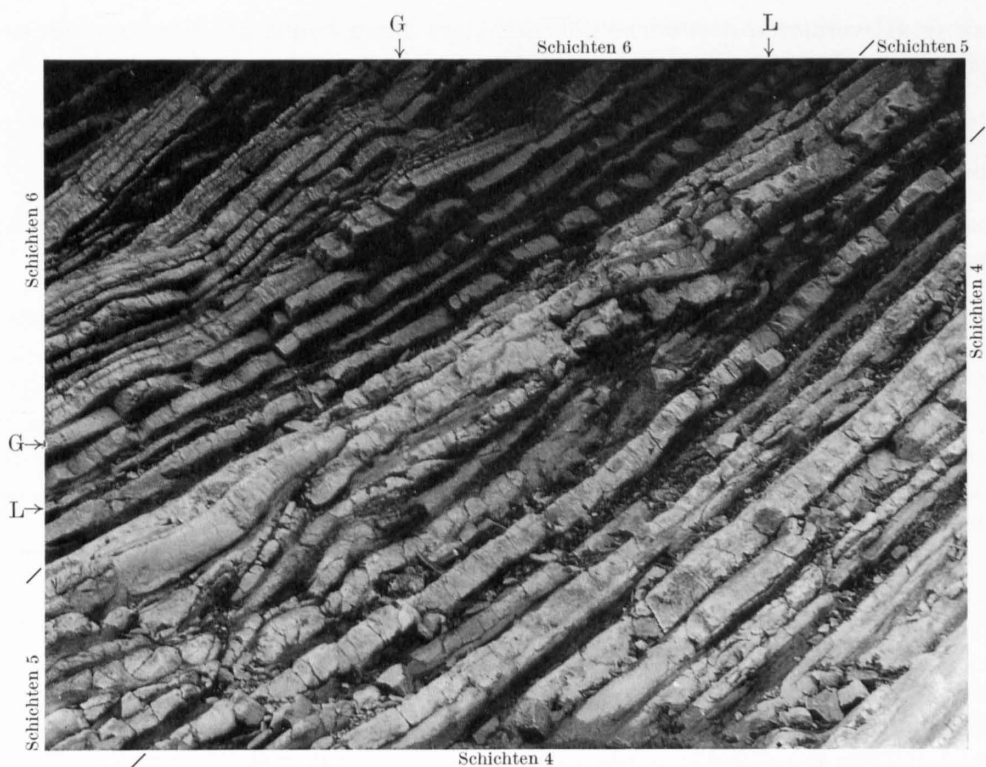


Fig. 23. Submarine Rutschung. Schicht 5, Breggia-Schlucht

G = Kalkstein-Gang Fig. 24
L = Laminierter plattiger Kalkbank mit graded bedding in 6



Fig. 24. Detail aus Fig. 23. Gang von mobilisiertem Kalkpelit durchschlägt diskordant die begleitenden Mergel. Submarine Rutschung, Schicht 5, Breggia-Schlucht

sich meist «lamellierte¹⁾», fluidal texturierte Mergel feststellen, welche eckige bis kantengerundete rotierte Kalkbrocken bis zu Zentimeter-Durchmesser führen. Oft lässt die Lamellierung einzelne, wellenförmige, nach SE überkippte Falten von Zentimeter- bis Dezimetergrösse erkennen. Die Vergenz dieser Falten zeigt eine Transportrichtung der Rutschung gegenüber ihrer Unterlage von NW gegen SE an. Gleiche Vergenz zeigen auch Fliessfalten von mobilisiertem Kalk, welche zuweilen an der Basis auftreten (Fig. 26).

Im nordwestlichen Teil des Aufschlusses lassen sich über der Basis mehrere, disharmonische Falten erkennen, deren Achsen ungefähr in der Schichtungsebene von Basis und Dach liegen und welche ebenfalls deutlich nach SE überkippt sind. Bankung und Schichtverband sind in diesem Abschnitt meist deutlich erhalten. Deutliche Diskordanzen und Mobilisierung des Materials sind meist nur in den Umbiegungen erkennbar, wo sich die Kalkbänke in einzelne rundliche Kalkbrocken auflösen, welche in fluidal texturierten Mergeln schwimmen. Ungestörte Kalkbänke gehen seitlich in unregelmässige, verdickte, knollige oder brecciöse Stirnpartien über, welche diskordant in die umgebenden Mergel und Kalke eindringen. Besonders in den Umbiegungen sind die Kalke auch in der Art einer Schieferung von dunkeln Tonfasern durchzogen, welche dem Gestein einen knolligen Habitus verleihen (vgl. E. VOIGT, Taf. 22, Fig. 3). In den relativ ungestörten Schenkeln lässt sich oft deutlich beobachten, wie die einzelnen Kalkbänkchen in rundliche Kalkbrocken oder eckige Schollen zerlegt und teilweise dachziegelartig übereinander geschoben wurden (Fig. 27).

Chaotische Deformation kennzeichnet vor allem die weiter SE liegenden (wahrscheinlich ursprünglich stratigraphisch höheren) Teile der Rutschung. An Stelle rupturrellen Zerbrechens der kompetenteren Kalkbänkchen (Fig. 27) tritt plastische Verformung, wobei das ursprüngliche Gefüge oft völlig verloren geht. So lässt sich, z. B. in Fig. 28, sehr schön verfolgen, wie helle, feinkörnige Kalke, welche mit rotbraunen und lilaroten Mergeln wechsellagern, sich seitlich in unförmige Kalkkörper und in einzelne Schollen, Brocken und Schlieren innerhalb fluidal texturierter Mergel auflösen. Oft lässt sich beobachten, wie einzelne primär zusammenhängende Partien von Mergelfasern durchsetzt und immer mehr in einzelne phacoidische Körper, Brocken und Knollen zerlegt werden (Fig. 29, unten). Weniger stark verfestigtes kalkiges Material wird zu dünnen Schlieren ausgezogen. Bei völliger Vermischung der kalkigen und mergeligen Anteile entsteht eine neue, fluidale, rotbraun und weiss gebänderte Lagentextur («Lamellierung»), in welcher zahlreiche rotierte Kalkbrocken kenntlich sind (Fig. 29, 30). Die neu entstandene «Lamellierung» ist ihrerseits in komplizierte Fliessfalten gelegt. Solche Fliessfalten von mobilisiertem Kalkpelit lassen keine Anzeichen rupturreller Beanspruchung erkennen (Fig. 26), calzitische Ausheilungen fehlen vollständig.

Je nach dem Grad seiner Verfestigung und seiner Beanspruchung zeigt das Material innerhalb der submarinen Rutschung verschiedenes Verhalten. Dabei scheint es, dass in den SE liegenden Teilen weniger stark verfestigtes, ursprünglich jüngerer Material verfaltet wurde, als in den NW, weniger weit transportierten Partien. Dass der verfaltete Komplex verschiedenaltige Schichten umfasst, geht auch aus dem Fossilinhalt hervor.

Nach C. RENZ (1920, p. 548–555) und D. T. DONOVAN (1958, p. 40) treten innerhalb der submarinen Rutschung zahlreiche Ammoniten auf, welche Zonen des oberen Toarcien (*Dumortieria* spp., *Pleydellia* spp.), des ganzen Aalénien (*Tmetoceras scissum*, *Erycites fallax*, *Ludwigia munchisonae*, *Brasilina bradfordensis*, *Graphoceras concavum* usw.) und des unteren Bajocien (*Sonninia* spp.) angehören. Über die Verteilung der Fossilien innerhalb der Rutschung fehlen leider sämtliche Angaben, doch bemerkt C. RENZ (l.c.) ausdrücklich, dass die Schichten mit den Sonninien in die Faltung einbezogen sind.

Ein grosser Teil der beobachteten Texturen (Fliessfalten, Lamellierung, einzelne phacoidische Körper) zeigt, dass die Verformung des Materials zum Teil in einem frühen Stadium der Diagenese stattgefunden hat. Ähnliche Bewegungsbilder wurden in jüngster Zeit von E. VOIGT (1962) an Phacoiden aus einer grossen, frühdiagenetischen, submarinen Rutschung in der Oberkreide Norddeutschlands beschrieben. Eine tektonische Entstehung der Fliessgefüge ist in beiden Fällen mit Sicherheit auszu-

¹⁾ Unter Lamellierung verstehen wir mit E. VOIGT (1962, p. 191–195) eine an Feinschichtung erinnernde Lagentextur, welche dem Gestein nach seiner Ablagerung durch frühdiagenetische Deformation aufgeprägt wurde. Damit unterscheidet sich die Lamellierung grundsätzlich von der Lamination, welche eine synsedimentäre Feinschichtung bezeichnet.

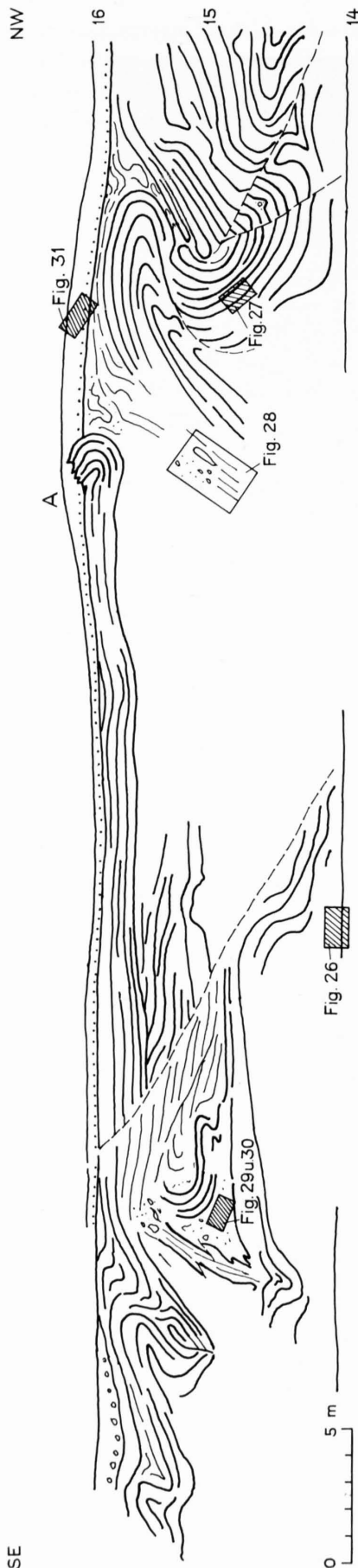


Fig. 25. Schematische Skizze des Faltenverlaufs in Schicht Nr. 15. Breggia-Profil.
Die Ansicht verläuft senkrecht zum Profil Fig. 22

schliessen: ähnliche plastische Verformungen entstehen unter dem Einfluss tektonischer Kräfte nur unter erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen (Metamorphose). So sind uns die charakteristischen Texturen solcher submariner Rutschungen niemals aus tektonisierten südalpiner Sedimenten bekannt, wohl aber aus metamorphen Gesteinen (vgl. E. VOIGT, 1962, p. 225, 260).

Die stratigraphische Überlagerung der Rutschung durch die folgende Schicht (16.) lässt sich allenthalben beobachten. Im südöstlichen Teil legt sich diese mehr oder weniger konkordant über relativ ungestörte Schichten. Deutliche Diskordanzen ergeben sich vor allem im nordwestlichen Abschnitt. Bei A. in Fig. 25 ragt ein aufgebogener Schichtkopf hoch in die überliegende Schicht. Durch die sedimentäre Anlagerung ist die deutlich diskordant verlaufende Grenze «nahtlos verschweisst», das bestehende Relief wird durch die Schicht 16 völlig ausgeglichen. Ebenso deutlich ist der stratigraphische Kontakt weiter nordwestlich. Das Dach der Rutschung wird dort von stark mylonitisierten und lamellierten Knollenalken gebildet, zwischen die einzelnen Kalkknollen und -brocken schaltet sich feines, kalkarenitisches Material in Zwickeln und Schlieren, wie es die Basis von Schicht 16. bildet.

16. An ihrer Basis führt die ca. 90 cm mächtige Bank zahlreiche gerollte Brocken feinkörniger Mergelkalke in kalkarenitischer Grundmasse. Die kalkarenitische Grundmasse erweist sich als völlig erfüllt von den Schälchen pelagischer Lamellibranchier, deren Grösse gegen oben sukzessive abnimmt und so deutliches graded bedding erkennen lässt: Durch die submarine Rutschung geriet völlig unverfestigtes Material in Suspension und lagerte sich aus einer Trübewolke als graded bed ab. Gegen oben geht diese Bank über in:
17. Lilarot und grün gefleckte, Scaglia-ähnliche Mergelkalke, welche feindetritisches Material und kleine Schälchen pelagischer Mollusken führen.
18. Gut gebankte, grau und rot gefleckte, feinkörnige Mergelkalke. Wenig detritisches Material. An Stelle der Lamellibranchierschälchen zahlreiche Radiolarien, untergeordnet Spongiennadeln.
19. Submarine Rutschung. Homogene, feinkörnige Mergelkalke bilden linsig an- und abschwellende, auskeilende Schichten und unregelmässige, walzenförmige und linsige Körper, welche in grünlich-grauen Mergeln stecken.
20. In der Steilwand und im nicht begeharen Teil der Schlucht folgt eine ca. 40 m mächtige Serie grauer, roter und grünlicher, zum Teil kieseliger, feinkörniger



Fig. 26. Basis der submarinen Rutschung, Schicht 15. Breggia-Schlucht.
Mobilisierter Kalkpelit ist rupturlos in Fließfalten gelegt
und in einzelne Kalkbrocken aufgelöst



Fig. 27. Submarine Rutschung, Nr. 15, Breggia-Schlucht.
Kompetente Kalkbänkchen sind in einzelne Schollen zerbrochen
und dachziegelartig übereinander geschoben



Fig. 28. Submarine Rutschung, Nr. 15, Breggia-Schlucht.
Gutgebankte Kalke und Mergel gehen seitlich in unförmige Kalkkörper sowie einzelne Schollen und Brocken in fluidal texturierten Mergeln über



Fig. 29. Submarine Rutschung, Nr. 15, Breggia-Schlucht.
Einzelne Kalkbänke lösen sich in Knollen, Brocken und Schlieren innerhalb der fluidal texturierten Mergel auf

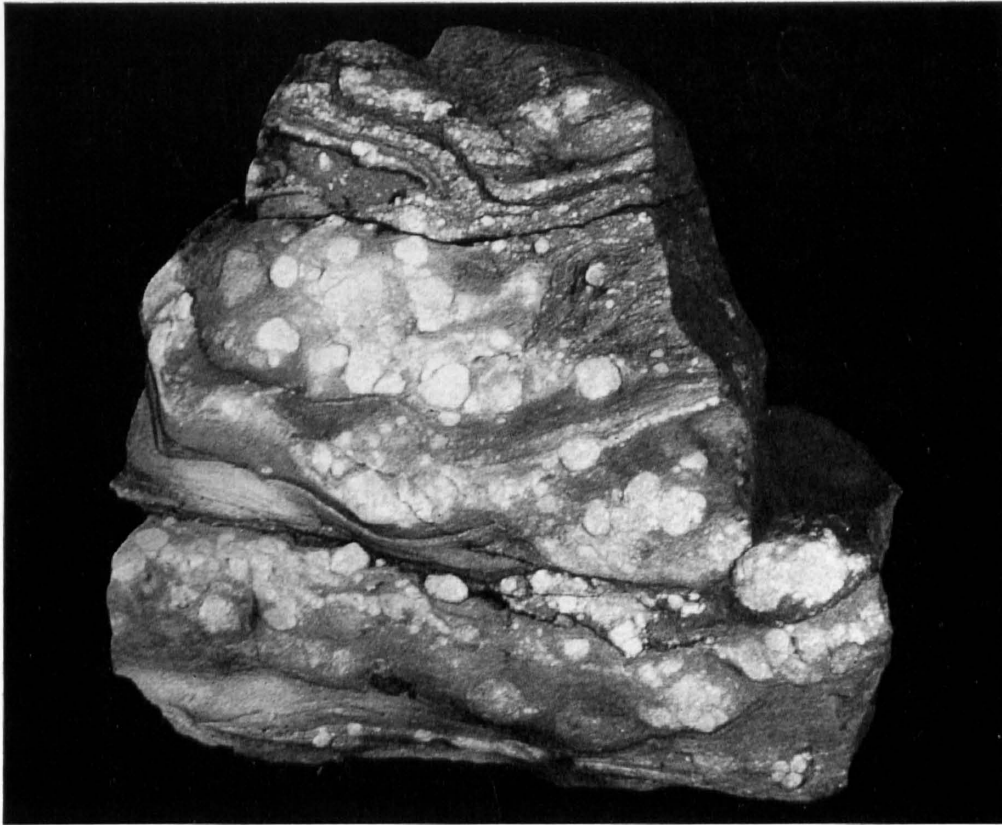


Fig. 30. Submarine Rutschung, Nr. 15, Breggia-Schlucht. Photo Lorenz
Detail aus Fig. 29 oben. Knollenkalk, rotierte Kalkbrocken in lamellierten, fluidal texturierten Mergelkalken



Fig. 31. Schicht 16, Breggia-Schlucht. Die an ihrer Basis kalkarenitische Bank zeigt deutliches graded bedding. Zuunterst Komponenten von feinkörnigem Mergelkalk

Mergelkalke und Mergel, die zum Teil Bänder und Nieren von Hornstein enthalten. Makrofossilien fehlen bisher vollständig. Im Dünnschliff lassen sich allenthalben zahlreiche Radiolarien und Schälchen pelagischer Lamellibranchier, seltener vereinzelte Ostracoden und Aptychen beobachten. Detritisches Material tritt überall in feiner Verteilung auf. Submarine Rutschungen lassen sich in verschiedenen Niveaus beobachten (vgl. Fig. 19, Profil 6). In seiner Gesamtheit mag dieser lithologisch sehr monotone Komplex ungefähr den mittleren und oberen Dogger umfassen. Gegen oben gehen Kalke und Mergel kontinuierlich in die kalkfreien Kieselpelite der Radiolaritgruppe über. Die Untergrenze der Radiolaritgruppe mag ungefähr der Dogger-Malm-Grenze entsprechen.

b) Bella Vista

Bereits A. FRAUENFELDER (1916) fiel bei Bella Vista eine vom bekannteren Breggia-Profil abweichende Entwicklung auf. Lombardischer Kieselkalk wird hier unmittelbar von «dünnen, grünen Kieselbänken, denen Kalk- und Tongehalt völlig fehlt und die ihrer Lage nach oberstem Lias entsprechen», überlagert (l.c., p. 331 f.). An anderer Stelle erklärt FRAUENFELDER diese Erscheinung mit einer «Transgression von Malm auf Charmouthien» (l.c., p. 338). F. WEBER (1934, p. 856) und H. GRUNAU (1947, p. 40) deuten die Überlagerung des Kieselkalks durch die Radiolarite mit einer Heteropie zwischen «Domeriano», Ammonitico rosso, kieselig-kalkigem Dogger einerseits und Radiolariten andererseits. Nach ihrer Meinung soll der lombardische Kieselkalk in die grünen Hornsteine übergehen, ohne dass eine Transgression bemerkbar wäre. C. RENZ (1920, p. 573–575; 1947, p. 378) bestreitet sowohl Heteropien wie Schichtlücken. Nach seiner Ansicht haben tektonische Ereignisse die Lückenhaftigkeit der Schichtfolge verursacht.

Im überkippten NE-Schenkel der S. Agata-Synklinale von Bella Vista (Taf. II, Fig. 50) lassen sich die ursprünglichen stratigraphischen Verhältnisse nicht mehr rekonstruieren. Lombardischer Kieselkalk, Radiolarit und Maiolica zeigen beträchtliche Auswalzung und Laminierung. Besonders die Radiolarite wurden in ihrer Mächtigkeit stark reduziert. Domeriano und Ammonitico rosso sind, wo sie stratigraphisch vorhanden waren, nur noch als dünne Schubfetzen erhalten. Im ungestörten SW-Schenkel der Synklinale dagegen taucht der lombardische Kieselkalk flach und ohne nennenswerte tektonische Komplikationen unter die Radiolaritgruppe (Fig. 50). Im Tälchen NW Alpe di Mendrisio (721 000/085 070) lässt sich folgendes Profil beobachten (Fig. 21, Profil 5):

von oben nach unten:

3. in einer Mächtigkeit von ca. 12 m aufgeschlossen: basaler Radiolarit: dünnplattige, z. T. dünnstiefelige, grünliche, rötlichgraue oder schmutzig-weiße kieselig-tonige Pelite («Kieselschiefer»), z. T. mit Linsen und Bändern von Hornstein. An der Basis weisen sie noch einen beträchtlichen Karbonat- und Tongehalt auf, der gegen oben rasch verschwindet, ferner treten an der Basis einzelne feindetritische Lagen auf (basaler Radiolarit, s. unten p. 90/91).
2. 0,12 m: Glaukonitische Schicht: Glaukonit tritt in hell- bis dunkelgrünen, traubigen Aggregaten mit unregelmässiger Auslöschung oder in gelblich-grünen Blättchen (Brechungsindex $N_z = 1,621$), z. T. stark limonitisiert auf. Zusätzlich Quarz, Chalcedon-Splitter, Biotit, Chlorit, Plagioklas und Mn-Erz. Bis 4 cm grosse unregelmässig geformte Hornsteinsplitter sind von Mn-Erz und Glaukonit überkrustet. Ammodisciden, Radiolarien.
1. x m: Lombardischer Kieselkalk (Medolo): grobbankiger, hellgrauer bis gelblicher Kieselkalk mit gelblichen und bläulichen Hornsteinlagen und -knauern, dunkeln fucoidischen Schlieren und limonitischen Nestern. Wenig eingestreutes detritisches Material: Quarz, Biotit, Chlorit. Gegen oben sind die Kalke gelb verfärbt und von Mn-Dendriten durchsetzt, seltener tritt nestweise Glaukonit auf. Die Oberfläche ist von einer dünnen, roten, tonigen Rinde überzogen.

Wenige Meter NE des Kontaktes liegen auf dem Medolo verrutschte, braune Mergel, in welchen Blöcke einer intraformationellen Breccie stecken (Fig. 32). An der Breccie beteiligen sich unregelmässig geformte, schwach gerundete oder eckige Komponenten gelblich verfärbter, Hornstein-freier feinkörniger Kalke. Unter dem Mikroskop finden wir feinkörnige Kalke mit calcitischer, pigmentreicher Grundmasse, in der feines detritisches Material (Quarz, Biotit, Chlorit usw.) eingestreut ist (Medolo). Daneben treten auch Komponenten micritischer Kalke mit feinstem Organodetritus auf. Sie stimmen mikrofaziell ausgezeichnet mit den micritischen Kalken des Domérien von Alpe di Salorino überein. Teilweise sind die einzelnen Komponenten scharf abgegrenzt, teilweise gehen sie diffus in die rotbraune, fluidal texturierte mergelige Matrix über. An einzelnen Stellen hat man den Eindruck, als seien einzelne Bänken zerbrochen, deformiert und gegeneinander verstellt worden (Fig. 32). Oft lässt sich beobachten, wie sich die verschiedenen Komponenten gegenseitig deformiert haben. Daneben treten Übergänge zu fluidal texturierten Knollenkalken auf, welche zu den Knollenkalken des Domérien von Alpe di Salorino überleiten. Weiterhin finden wir gelblich-graue, violett-rot

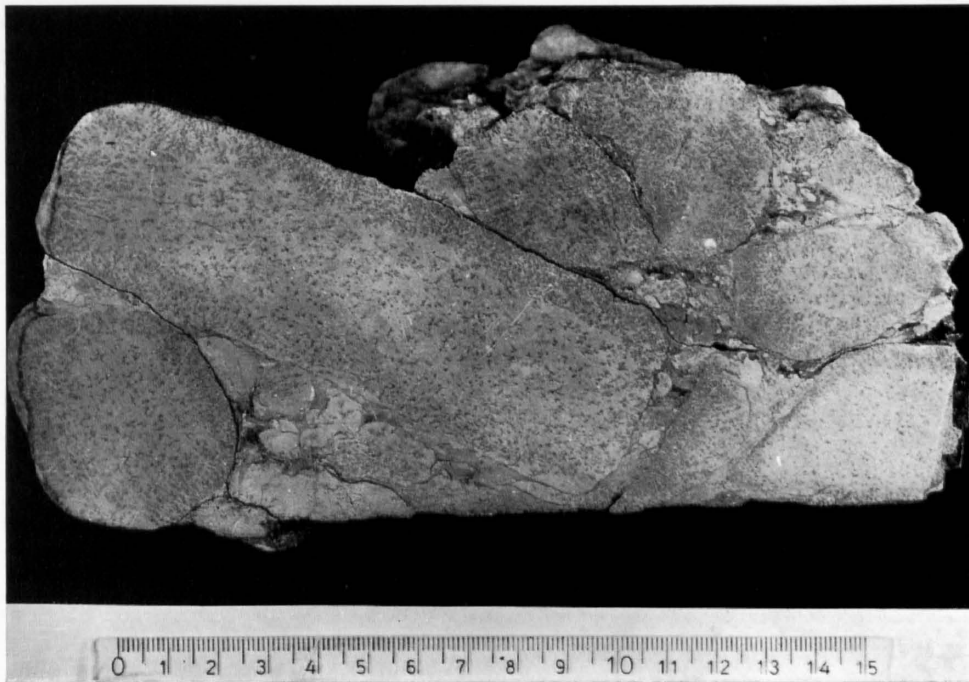


Fig. 32. Intraformationelle Breccie, Domérien. Alpe di Mendrisio

gefleckte, Glimmer-reiche Kalke mit fucoidischen Schlieren. Alle diese Gesteine sind von Mn-Dendriten durchsetzt, welche von Klüftchen und Tonfasern sowie von der tonigen Matrix der Knollenkalken und Breccien ausgehen. In der Matrix der letzteren tritt stellenweise Glaukonit in Nestern auf. Schlecht erhaltene Ammoniten bestimmte F. WIEDENMAYER als *Phylloceras frondosum* REYNÈS, eine Form des Domérien, und *Tropidoceras* sp. indet., eine Gattung, welche meist im Pliensbachien vorkommt, von C. RENZ (1920, p. 535) jedoch auch aus dem Domérien zitiert wird.

In den erwähnten Tonen stecken ausserdem Brocken eines braunen, Glimmer-reichen Mergels. In der feincalcitischen, durch hämatitisches Pigment lichtbraun verfärbten Grundmasse lassen sich zahlreiche Schalentrümmer pelagischer Mollusken («Posidonien») sowie vereinzelte Foraminiferen und Ostracoden erkennen. Daneben treten wiederum detritischer Quarz, Glimmer sowie kleine, rundliche, pigmentfreie Kalkkörperchen auf (vgl. GRUNAU, 1959, Fig. 70 und 71). Mikrofaziell lassen sich diese Mergel am ehesten mit Posidonien-führenden Mergeln des Ammonitico rosso vergleichen.

Die verrutschten braunen Tone sind ihrerseits reich an Glaukonit. Daneben treten wiederum Quarz, Biotit, Chlorit, Plagioklas, Karbonat, untergeordnet Zirkon, Hypersthen und Disthen auf. Die Überlagerung der Tone ist nirgends beobachtbar.

Ähnliche Verhältnisse wie im Tälchen NW Alpe di Mendrisio lassen sich wenig E Pt. 1216.8 am Weg zur Station Bella Vista feststellen. Das Dach des Medolo wird dort von hellgrauen, z. T. gelblich verfärbten feinkörnigen Kalken gebildet, welche von rotbraunen Tonhäuten und Mn-Dendriten durchsetzt werden. Darüber folgen, wiederum durch den bekannten Glaukonit-Horizont getrennt, die an ihrer Basis noch sehr tonigen Radiolarite.

Ohne uns in der paläogeographischen Interpretation bereits festzulegen, möchten wir jedoch schon jetzt festhalten, dass die fazielle Diskontinuität an der Grenze lombardischer Kieselkalk/Radiolaritgruppe, verbunden mit der Ausbildung eines Glaukonithorizontes (Hard ground) sowie die lokalen Relikte von Domérien und eventuell Toarcien gegen eine Heteropie zwischen Radiolarit und Domérien bzw. Ammonitico rosso und für eine Schichtlücke sprechen.

c) Alpe di Salorino, Balduana

Sedimente des oberen Lias stellen sich E Bella Vista als geringmächtige Schubfetzen im überkippten Schenkel der S. Agata-Synklinale bei Sgarauscia ein. Bei Alpe di Salorino folgen über den bunten Cephalo-

podenkalken des Domérien knollige, dunkelrot und gelb gefleckte Mergelkalke, welche sich von den Cephalopodenkalken vor allem durch ihren grösseren Tonanteil und durch limonitische Schlieren unterscheiden. C. RENZ (1920, p. 571/572) zitiert aus ihnen eine reiche Fauna des Toarcien. Der Kontakt zu den hangenden Radiolariten ist tektonisch.

An der Strasse S Balduana und am Hang westlich davon ist der obere Lias in einzelnen Aufschlüssen sichtbar. Wir finden hier die typische Fazies des Ammonitico rosso, ziegelrote knollige Mergel mit zahlreichen Ammoniten (C. RENZ, 1920, p. 564–566). Nach C. RENZ (1922, p. 164) reicht hier die Fazies des Ammonitico rosso bis in den unteren Dogger (RENZ 4o der Breggia). Die Überlagerung durch die roten Radiolarite im Kern der Mulde von Cragno ist tektonisch überprägt (Fig. 51).

d) Torrente Clivio SW Arzo

Die Aufschlüsse im T. Clivio zwischen Arzo und Molino di sopra sind von A. SENN (1924, p. 593–597) und H. GRUNAU (1959, p. 63–76) eingehend beschrieben worden. Eine erste Gruppe von Aufschlüssen zieht sich längs des S-Ufers von Molinello zur Steilwand N Pt. 503. Die einzelnen Aufschlüsse sind jedoch leider unzusammenhängend und auch etwas unübersichtlich. Sie lassen sich deshalb, vor allem aber auch wegen der stratigraphischen Unregelmässigkeiten, kaum zu einem einheitlichen Profil kombinieren.

Die Mächtigkeit der Sedimente zwischen Domérien und Radiolaritgruppe wird von SENN und GRUNAU mit 13 m angegeben. Sie entspricht jedoch nicht den beobachtbaren Verhältnissen: Am steilen S-Ufer des T. Clivio erreichen die betreffenden Schichten zwischen dem Bach und der Strasse Arzo–Clivio eine Mächtigkeit von ein paar Zehnern von Metern. Von SENN wurde diese abnorme Mächtigkeit auf, zum Teil mehrmalige, tektonische Repetition zurückgeführt (l. c., p. 624, Tafel XXII, Prof. 6), eine Ansicht, welche durch die intensive Deformation der Gesteine scheinbar bestätigt wird. In den einzelnen isolierten Aufschlüssen längs des T. Clivio lässt sich jedoch deutlich beobachten, dass es sich durchwegs um durch submarine Rutschungen frühdiagenetisch deformierte Gesteine handelt, welche sich, ähnlich wie die Schichten 15 der Breggia (s. oben p. 67–70), stratigraphisch zwischen die normal sedimentierten, völlig ungestörten Gesteine einschalten. Am deutlichsten liessen sich diese Verhältnisse im September 1963 in einem neugeschaffenen Steinbruch bei Molinello beobachten: Über 10 m normalsedimentären, gebankten Knollenkalken des Domérien folgt ein ca. 6 m mächtiger, deformierter Komplex. Blöcke und Schollen nicht deformierter Mergelkalke von über einem Meter Kantenlänge schwimmen isoliert in frühdiagenetisch verformten Mergelkalken mit phacoidischem und lamellärem Gefüge. Untergeordnet beteiligen sich auch rote, knollige Mergel mit Ammoniten des Toarcien (*Mercaticeras mercati* HAUER) an der «Grundmasse».

Unterhalb Molinello sind am S-Ufer des T. Clivio wiederum zwei, durch eine 2 m mächtige Einschaltung normalsedimentärer Mergelkalke getrennte, 7 bzw. 5 m mächtige Komplexe frühdiagenetisch deformierter Mergelkalke mit nur andeutungsweise, völlig chaotischer verfalteter Schichtung aufgeschlossen. Weitere kleine Aufschlüsse zeigen beschränkte Ausschnitte dieser Serie: einzelne normale Bänke oder chaotisch deformierte Mergelkalke.

Am Fuss der Steilwand unmittelbar N Pt. 503 (716 350/081 075) findet sich der Kontakt mit den hangenden basalen Radiolariten. Das Dach des Ammonitico rosso bilden knollig texturierte, rotbraune bis rotviolette, weisslich und grünlich gefleckte Mergel und Mergelkalke, aus welchen A. SENN Ammoniten des Aalénien (*Hammatoceras planinsigne*, *Erycites fallax* usw., entspricht damit RENZ 4o und 5 der Breggia) gewinnen konnte. Wir selbst fanden ein Exemplar von *Hammatoceras dorsatum* MERLA (1934, Paleont. ital. 34, Taf. III, Fig. 1, det. O. RENZ und F. WIEDENMAYER). An der Oberkante dieser Knollenkalke treten ca. 15 bis 20 cm dunkelrotbrauner, Scaglia-artig zerfallender Mergel auf, an deren Obergrenze nesterweise Glaukonit, z. T. stark limonitisiert, angereichert ist. Darüber folgen die an ihrer Basis noch stark argillitischen, nur schwach karbonatischen, violett und grünlich-grau gefleckten Kieselschiefer der basalen Radiolarite.

Im Gegensatz zum Profil der Breggia, wo ein allmählicher Übergang von Mergeln und Kalken des Doggers zu den basalen Radiolariten stattfindet, ist SW Arzo die Grenze zwischen Aalénien und Radiolaritgruppe durch eine scharfe fazielle Diskontinuität und das Vorkommen von Glaukonit gekennzeichnet, was wir als Indiz für eine submarine Schichtlücke werten können. Dass etwas tiefere Horizonte desselben Profils durch submarine Rutschungen stark vergrösserte Mächtigkeiten aufweisen, zeigt uns weiterhin eine aus-

gesprochene Mobilität des Gebietes von Arzo über das Domérien hinaus. Eine analoge Repetition von Gesteinen des Domérien und des Toarciens, welche ebenfalls auf submarine Rutschungen zurückzuführen ist, finden wir nur ca. 1 km W bei der Brücke von Clivio, wo eine tektonische Repetition ebensowenig in Frage kommt wie bei Arzo.

e) Torrente Clivio N Clivio

Besonders kompliziert erweisen sich die Verhältnisse in den leider etwas unvollständigen Aufschlüssen beidseits der Strassenbrücke Clivio-Viggiù (vgl. Fig. 21, Profil 3; A. SENN, 1924, p. 594/595; H. R. GRUNAU, 1959, p. 63–65). Unmittelbar S der Strassenbrücke finden wir nach der Darstellung von SENN Domérien und Ammonitico rosso in typischer Fazies, über denen, nach SENN über einem Überschiebungskontakt, nochmals dickbankige, fossilreiche, «konkretionäre» Kalke des Domérien erscheinen. N der Brücke folgt über solchen konkretionären Mergelkalken des Domérien eine Alternanz gut gebankter, grauer, grobkörniger Kalke und roter blättriger Mergel, welche nach SENN in ihrem unteren Teil den knolligen Ammoniten-führenden Mergeln des Ammonitico rosso S der Brücke gleichgestellt werden. GRUNAUS Beobachtungen beschränken sich auf die Aufschlüsse N der Brücke, im wesentlichen folgt er der stratigraphischen Interpretation von SENN.

Nun ist eine auf kleinstem Raume verwirklichte Heteropie zwischen Ammoniten-führenden Knollenmergeln (Ammonitico rosso) und der rhythmischen Alternanz gut gebankter Kalke und Mergel nicht sehr wahrscheinlich. Ebenso abwegig erscheint uns in der flachen, regelmässigen Synklinale N Clivio (vgl. SENN, Taf. XXII, Profil 8) eine schichtparallele Überschiebung von Domérien auf Ammonitico rosso. Vielmehr schalten sich innerhalb des tektonisch ungestörten, einheitlichen Profils zu verschiedenen Malen submarine Rutschungen von fossilführenden Domérien ein. Nach dieser Interpretation würden sich die fossilführenden «konkretionären» Mergelkalke des Domérien stratigraphisch zwischen Ammonitico rosso und die rhythmische Kalk-Mergel-Serie N der Brücke einfügen. Tatsächlich finden wir zahlreiche Anhaltspunkte, welche eine solche Lösung nahelegen.

Fig. 34 zeigt eine schematische Ansicht der stratigraphisch tiefsten Partie am S-Ufer, unmittelbar S der Brücke. Von unten nach oben:

1. Rote, knollige Mergel, Ammonitico rosso.
2. Rote und weisse, knollige Mergel, Ammonitico rosso.
3. Alternanz von 1–5 cm mächtigen Bänken heller, teils feinkörniger, teils spätig rekristallisierter Kalke, welche völlig von feinen Schälchen pelagischer Mollusken erfüllt sind, und roter blättriger Mergel.
4. In der linken Hälfte des Aufschlusses stehen etwas unregelmässig geschichtete, rote Knollenmergel (Ammonitico rosso) an. (Sie entsprechen wahrscheinlich Schicht *b* von A. SENN, 1924, p. 594, Profil 2: Rote Knollenmergel mit Ammoniten des unteren Toarciens). Wir fanden in ihnen einige Ammoniten, welche Herr Dr. O. RENZ als *Hildoceras bifrons* (BRUG.) und *Brodieia gradata* (MERLA) bestimmte. Bei A findet sich in den hier intensiv verformten Knollenmergeln ein Block hell- und dunkelrot gestreifter, fluidal texturierter Mergelkalke (? Domérien). Bei B erscheinen im gleichen Niveau über 3. dickbankige, rote, Glimmer-führende Mergelkalke (? Domérien), welche zum Teil eine deutliche fluidale «Lamellierung» aufweisen. An ihrer unregelmässigen Unterkante treten ellipsoidische, wulstige Kalkkörper auf. Wenige Meter westlich (bei C) zeigen dieselben Mergelkalke mehr knollige Texturen (Fig. 35). An ihrer Basis sind sie stellenweise zu Phacoid-artigen, linsigen Körpern mit schaligem Aufbau deformiert (Fig. 36), welche seitlich zu an- und abschwellenden, fluidal texturierten, lamellierten Kalken überleiten. Wie Fig. 37 zeigt, führen auch sie reichlich rotierte, bereits stärker verfestigte Kalkbrocken von Millimeter- bis Zentimetergrösse. (Ähnliche Bewegungsbilder wurden von E. VOIGT aus einer submarinen Rutschung in der norddeutschen Kreide abgebildet, E. VOIGT, 1962, Taf. 28, Fig. 4 u. a.)
5. Wechsellagerung roter, blättriger Mergel und heller, feinkörniger, z. T. calcitisch rekristallisierter Mergelkalke in Bänken von 1 bis 10 cm Mächtigkeit. Die Kalkbänke sind ganz erfüllt von den Schälchen gestreifter Posidonien.

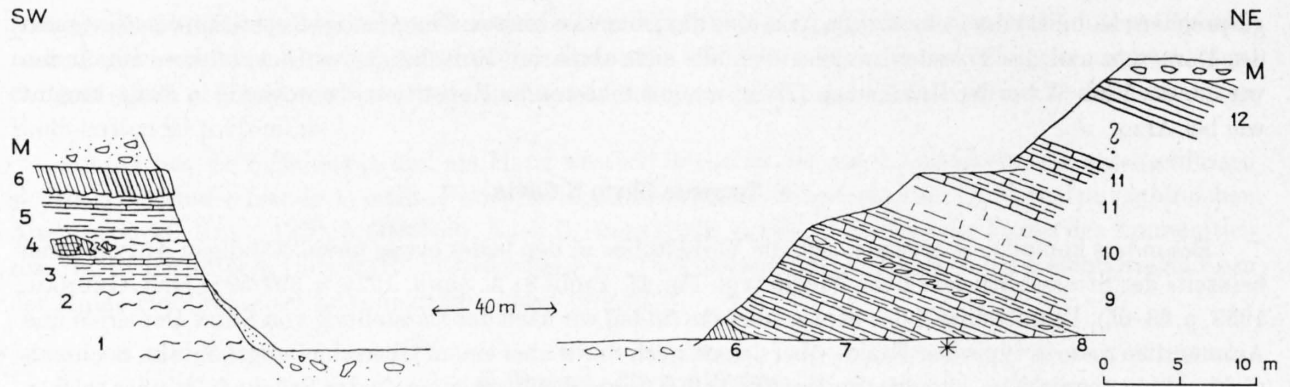


Fig. 33. Profil Ammonitico rosso – Radiolaritgruppe beidseits der Brücke über den T. Clivio.
Erläuterung im Text.
Schraffiert: submarine Rutschungen von Domérien-Mergelkalk

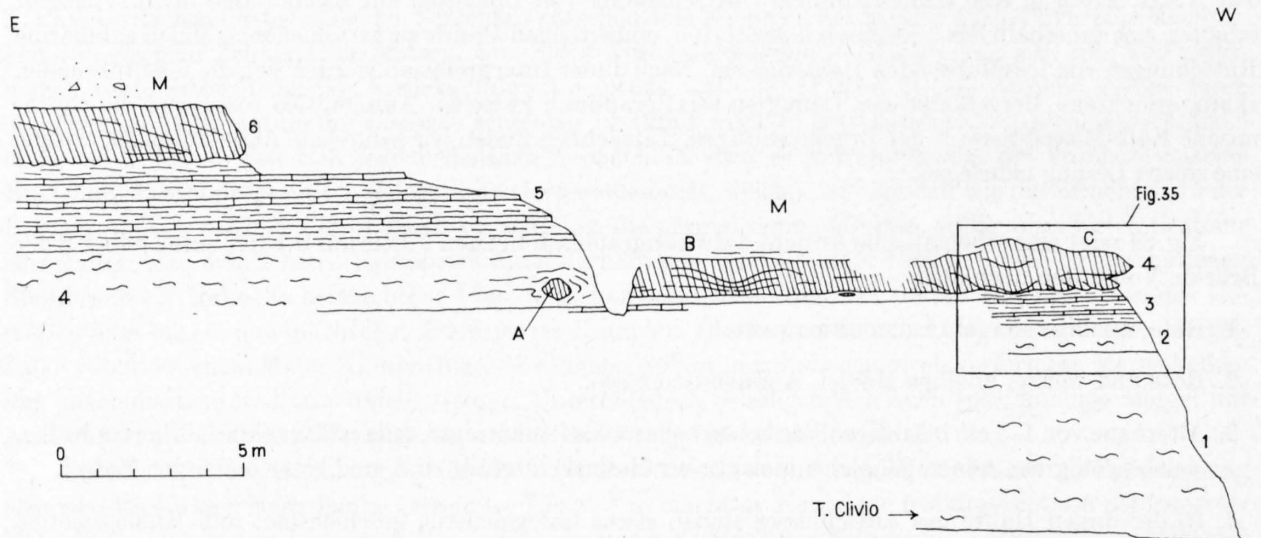


Fig. 34. Ansichtsskizze des Ammonitico-rosso-Aufschlusses südlich der Brücke von Clivio.
Erläuterung im Text
Schraffiert: submarine Rutschungen von Domérien-Mergelkalk

6. Knollig texturierte, rot und weiss gefleckte Mergelkalke (Schicht *d* von A. SENN, Profil 2, p. 594). Entgegen der Auffassung von SENN lagern sie nicht mit einer Überschiebungsfläche, sondern mit einem stratigraphischen Kontakt über 5. An ihrer Basis lässt sich wiederum deutlich lamelliertes Gefüge mit zahlreichen rundlichen Kalkbrocken beobachten. Das Gefüge dieser Kalke stimmt mit demjenigen der phacoidisch verformten Mergelkalke bei C völlig überein. Nach A. SENN führen sie zahlreiche Ammoniten des Domérien, ich selbst fand «*Coeloceras italicum* (FUCINI), det. F. WIEDENMAYER, ebenfalls eine Form des Domérien.

M. Moräne.

Das Profil südlich der Brücke von Clivio findet seine Fortsetzung in den Schichten, welche ungefähr 30° NE-fallend nördlich der Brücke am Nordufer des T. Clivio anstehen (Fig. 33; SENN, l.c., Profil 3;

GRUNAU, 1959, p. 63–67). Der tiefste anstehende Horizont 6, entspricht lithologisch wie nach seinem Fossilinhalt dem obersten Horizont (6.) südlich der Brücke. Ob es sich wirklich um dieselbe Einschaltung von submarin eingerutschtem Domérien handelt, lässt sich aus den Aufschlüssen nicht entscheiden. 6, ist jedoch deutlich von den gut gebankten Kalken und Mergeln des Domérien verschieden, welche das Liegende der ganzen Serie bilden:

6. Knollige, rot und weiss gefleckte, durch submarine Rutschung deformierte Mergelkalke des Domérien.
7. Alternanz gut gebankter, grauer Kalke und Mergelkalke und roter blättriger Mergel (s. Fig. 36 in GRUNAU, 1959). Die Kalke führen wiederum zahlreiche Schälchen pelagischer Mollusken sowie vereinzelte kleine Aptychen. Lithologisch entsprechen sie den Schichten 4.–6. des Breggia-Profiles (Schichten RENZ 4u). Bei *: *Dumortieria levesquei* (D'ORB.) det. O. RENZ: oberes Toarcien (Dumortieria-Zone). Damit entsprechen die Schichten 7. auch chronostratigraphisch den Schichten 4.–6. der Breggia (RENTZ 4u), eine Heteropie zwischen dem Ammonitico rosso südlich der Brücke und Nr. 7 nördlich der Brücke (SENN) fällt damit ausser Betracht.
8. Submarine Rutschung von grauen Kalken und roten Mergeln (s. Fig. 27 in GRUNAU, 1959).
9. Wie 7.
10. Dickbankiger, roter Mergelkalk mit dünnen Zwischenmergeln.
11. Alternanz heller, feinkörniger Kalke und roter Zwischenmergel, wie 7.
Unaufgeschlossen.
12. Kieselschiefer: basaler Radiolarit.
M. Moräne.

Wie im Breggia-Profil kennzeichnen im Profil der Brücke von Clivio zahlreiche Anomalien die Sedimentation zwischen Domérien und Radiolaritgruppe. Die Einschaltung von Knollenkalken des Domérien in jüngere Sedimente lässt sich nicht als tektonisch auffassen, sondern ist eindeutig auf submarine Rutschung noch unverfestigter Sedimente zurückzuführen. Die knollige Textur, welche dem normalen Domérien des T. Clivio fehlt (SENN, l.c., p. 591), lässt sich unmittelbar auf eine noch während der Diagenese erfolgte Deformation beziehen. Sämtliche beobachtbaren Texturen weisen auf einen noch plastischen Zustand des Materials während der Verformung. Harnischbildung, Ausheilungen durch Calcit, wie sie die tektonischen Deformationen begleiten, fehlen an den Kontakten zwischen normalsedimentiertem und eingerutschtem Material. Darüber hinaus treten auch in der normalen stratigraphischen Abfolge submarine Rutschungen auf (Schicht 8).

Der Kontakt mit den basalen Radiolariten ist nicht aufgeschlossen. Ob auch hier eine Schichtlücke vorliegt, lässt sich deshalb nicht entscheiden.

f) Torrente Clivio bei Molino di sopra

Bei Molino di sopra ist die Auflagerung der Radiolaritgruppe wiederum aufgeschlossen (715 050/079 900, Fig. 21, Profil 2; A. SENN, l.c., p. 595; H. R. GRUNAU, 1959, p. 73–76). Über grauen, gut gebankten, feinkörnigen Kalken mit roten Mergelzwischenlagen, welche dem oberen Toarcien (*Dumortieria evolutissima*, SENN, p. 595) angehören, folgen zunächst rotbraune, blättrige Mergel mit einzelnen dünnen Bänken grünlichgrauer und rötlicher Mergelkalke. Sie sind reich an Spurenfossilien (*Zoophycus*) und gestreiften Posidonien, welche A. SENN als *Posidonia alpina* GRAS und *Posidonia buchi* ROEMER bestimmte (s. auch GRUNAU Fig. 70). Beide Arten werden meist als charakteristisch für den oberen Dogger angesehen. In den obersten Partien dieser Mergel treten zahlreiche kleine Aptychen auf, unter welchen G. PASQUARÈ *Laevilamellaptychus xestus* TRAUTH und *Laevilamellaptychus berno-jurensis* (THURMANN) bestimmen konnte. Nach F. TRAUTH (1930, p. 370–376) kommen beide Arten im Callovien von Schwaben vor.

Den Übergang zu den basalen Radiolariten vermitteln ca. 50 cm dunkelbrauner, Scaglia-artiger Mergel und ca. 20 cm einer grünen, tonig-kieseligen Schicht, welche reich an stark zersetztem Glaukonit und de-

tritischen Partikeln ist. Darüber folgen die an der Basis sehr tonigen, nur schwach karbonatischen, rotviolett und grün gefleckten Kieselschiefer der basalen Radiolarite.

Den Posidonien und Aptychen möchten wir, da im mediterranen Gebiet noch genügende vergleichbare Untersuchungen fehlen, keine allzu grosse stratigraphische Bedeutung beimessen. Immerhin scheinen beide für oberen Dogger zu sprechen. Damit erweist sich der Dogger bei Molino di sopra, wo ungefähr 5 m roter Mergel und Mergelkalke den Schichten 6 der Breggia entsprechen, als ausserordentlich reduziert, ohne dass sich in diesem Abschnitt irgendwelche Schichtlücken nachweisen liessen. Der Übergang zu den basalen Radiolariten erfolgt ebenfalls sehr rasch, was zusammen mit dem Vorkommen von Glaukonit wiederum auf eine stark verlangsamte Sedimentation schliessen lässt.

g) Pozzolo NE Gavirate

Nach den Untersuchungen von P. LEUZINGER (1926, p. 121) fehlen westlich des M. Campo dei Fiori Ammonitico rosso-Sedimente vollständig. Ähnlich wie FRAUENFELDER das an einer Stelle (l. c., p. 331 f.) für das Gebiet von Bella Vista angenommen hat, sollen nach LEUZINGER blaugraue bis grünschwärze Kiesel-schiefer (d. h. basaler Radiolarit) das Toarcien vertreten.

Nördlich Gavirate bauen gelbliche und graue, etwas sandige Mergelkalke mit mächtigen, siltigen Zwischenmergeln (Medolo) die Rippe zwischen Pozzolo und La Motta d'Oro auf. Sie führen häufig grosse Nautiliden und gehören dem mittleren Lias (? Domérien) an. Das Hangende dieser flach gegen S einfallenden Schichten ist nicht aufgeschlossen, doch fehlen zu den konkordant einfallenden basalen Radiolariten jeweils nur wenige Meter. Einzig an einer Stelle (698 750/078 000) erscheinen im Liegenden der basalen Radiolarite in einer Mächtigkeit von ungefähr 3 Metern, blättrig zerfallende, rotbraune und grünliche, sandig-siltige Lagen. In einer äusserst feinen tonig-serizitischen Grundmasse liegen eckige Splitter von Quarz, Plagioklas, Muskowit, Biotit, untergeordnet von Zirkon und ? Turmalin. Daneben finden sich völlig zersetzte lithische Komponenten, deren ursprüngliche Natur sich nicht mehr erkennen lässt (? Porphyrite, Kristallin). An der Basis treten einzelne, karbonatische Lagen auf. Oben gehen diese Gesteine in die dunkelrot und grün gefleckten Kieselschiefer der basalen Radiolarite über, welche ihrerseits von schmutzig-weissen Kieselschiefern abgelöst werden.

Lithologisch völlig übereinstimmende Gesteine finden sich im Liegenden der Radiolaritgruppe am M. Albenza (Val Malanotte, s. unten p. 88). In Analogie zu jenen Vorkommen dürften die sandigen Einschaltungen von Gavirate einem höheren Horizont des Doggers angehören. Möglicherweise besteht in diesem Fall auch bei Gavirate eine Schichtlücke zwischen Medolo (mittlerem Lias) und oberem Dogger.

Weiter gegen W (M. Nudo, M. Sangiano) schaltet sich nach den Angaben von J. VAN HOUTEN (1929, p. 21–24), ähnlich wie am M. Albenza, eine mächtige Serie bunter, z. T. kieseliger Kalke, Mergelkalke und Mergel, welche teilweise reich an Posidonien sind, zwischen Medolo und Radiolaritgruppe. Westlich des Lago Maggiore sind bisher keine mesozoischen Ablagerungen bekannt, welche jünger als Domérien sind.

h) Alpe Turati (Fig. 21, Profil 7)

Mit der Stratigraphie des mittleren und oberen Lias der westlichen Alta Brianza haben sich vor allem G. BONARELLI (1894) und in neuerer Zeit S. VENZO (1952) befasst. Auf Grund der ausgeprägten lithologischen Gliederung und der reichen Fossilführung gelang es BONARELLI hier, den oberen Mittel-Lias («Domeriano») lithologisch wie paläontologisch vom Ammonitico rosso des oberen Lias abzutrennen. Auf Grund horizontierter Fossilfunde stellte S. VENZO später eine detaillierte Zoneneinteilung auf, welche jedoch in manchen Punkten von den Ergebnissen von C. RENZ (1920) und D. T. DONOVAN (1958) im Generoso-Gebiet abweicht.

Ein beinahe vollständiges Profil befindet sich im Tälchen östlich des Albergo della Salute (Alpe Turati) nördlich Albavilla (LK: 1374, Bl. Como, 736 100/075 850) (Fig. 21, Profil 7; Lokalität F von S. VENZO, 1952, p. 99). Über den Knollenkalken des Domérien folgen in einer Mächtigkeit von insgesamt ca. 22 m rote Knollenmergel des Ammonitico rosso, deren oberste 2 m nach S. VENZO bereits dem Aalénien angehören (Zona a Dumortieria, entspricht RENZ 4u der Breggia, nach unserer Einteilung oberem Toarcien). Sie lassen sich nach seinen Angaben lithologisch nicht vom liegenden Toarcien unterscheiden. Die Fossilien, die S. VENZO

Fig. 36



← Fig. 36

Fig. 35. Knollige, durch submarine Rutschung paradiagenetisch deformierte Mergelkalke (Domérien) überlagern rote Mergel mit weissen, Posidonien-führenden Kalkbänkchen (Toarcien). T. Clivio, S Brücke Clivio-Viggiù



Fig. 36. Detail aus Fig. 35. Die eingerutschten Mergelkalke sind an ihrer Basis zu Phacoid-artigen, linsigen Körpern mit schaliger, lamellierter Textur verformt.
T. Clivio, S Brücke Clivio-Viggiù



Fig.37. Detail zu Fig.35 und 36. Anschliff fluidal texturierter lamellierter Mergelkalke mit einzelnen rotierten Kalkbrocken. Basis der eingerutschten Mergelkalke. T. Clivio S Brücke Clivio-Viggiù

Photo E. Wagner



Fig.39. Grobblockige Rutschungsbreccie («pebbly mudstone»).
Val-Varea-Profil, Nr.17.

In einer roten, pastenartigen Mergel-Grundmasse liegen unsortiert und in lockerer Packung eckige Komponenten von hellem Mittellias-Kalk

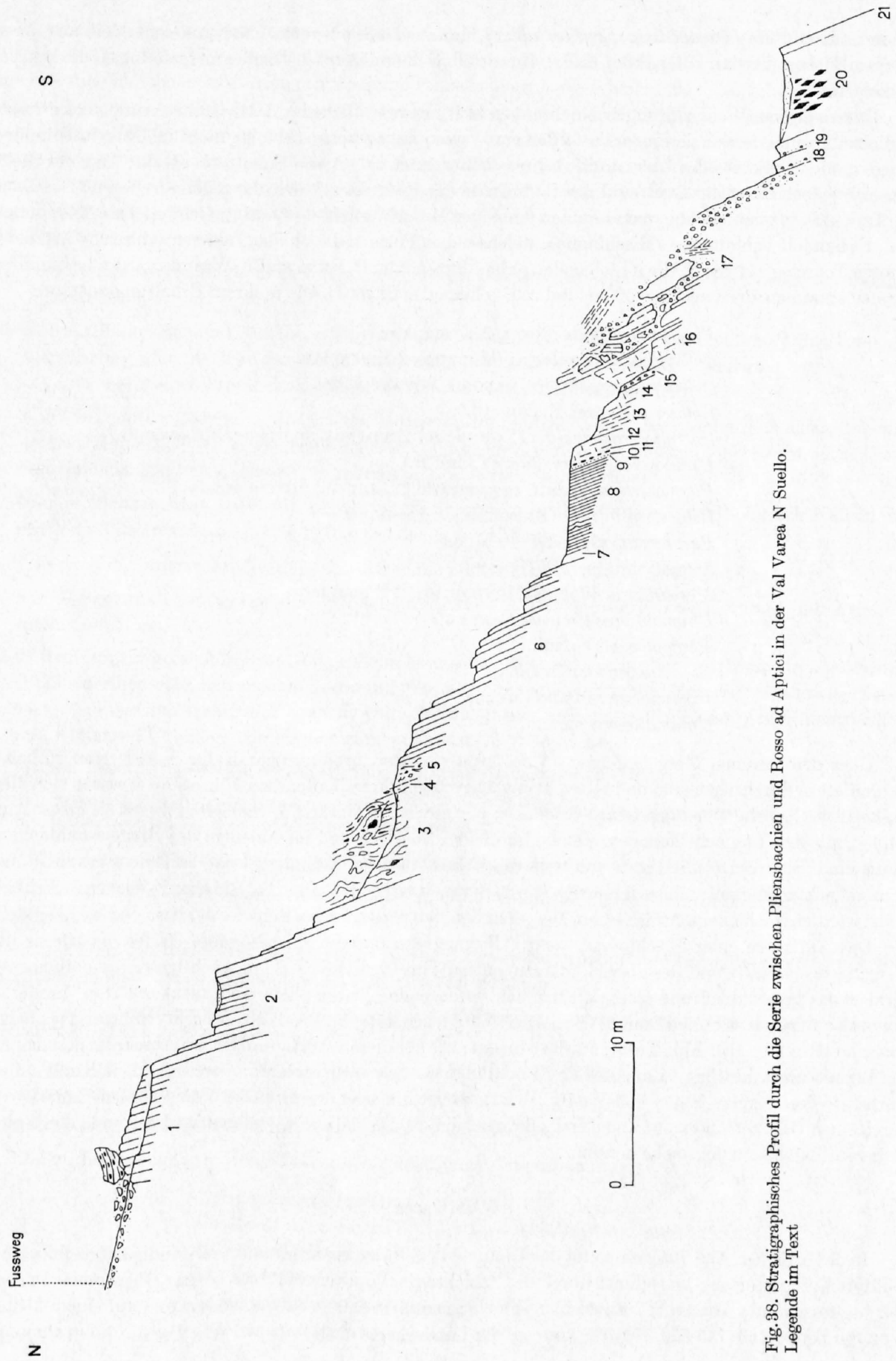


Fig. 38. Stratigraphisches Profil durch die Serie zwischen Pliensbachien und Rosso ad Aptici in der Val Varea N Suello.
Legende im Text

aus ihnen beschreibt (*Dumortieria*, *Erycites fallax*), stammen teils aus roten Knollenmergeln, teils aus einem «weiss-rötlichen, harten, kompakten Kalk». Unmittelbar über den roten Knollenmergeln folgen die basalen Radiolarite.

Unsere eigenen Beobachtungen beschränken sich im wesentlichen auf die Grenze Ammonitico rosso-Radiolaritgruppe, lassen sich jedoch mit der von VENZO angegebenen Abfolge nicht in Übereinstimmung bringen. Die Oberkante des Lias ist auf mehrere Meter Mächtigkeit von Schutt überdeckt. An einer Stelle liess sich jedoch unter der Steilwand der Radiolarite der Kontakt mit dem Liegenden freilegen: Das Dach des Ammonitico rosso wird hier von braunen, knolligen Mergeln gebildet (60 cm), welche reich an Ammoniten sind. Es handelt sich um eine «Mischfauna», welche neben Formen des oberen Toarcien zahlreiche Arten des unteren Toarcien aufweist. Alle im folgenden aufgeführten, von O. RENZ und F. WIEDENMAYER bestimmten Formen stammen aus denselben 60 cm und zeigen keinerlei Unterschiede in ihrem Erhaltungszustand:

- Phylloceras böckhi* PRINZ, 4 Exemplare
- Calliphyllloceras nilssoni* (HÉBERT), 2 Exemplare
- Calliphyllloceras truffii* (NEGRI), 3 Exemplare
- Lytoceras ktenasi* MITZOPOULOS
- Dactylioceras crassum* (YOUNG and BIRD) var. *depressa* (DUMORTIER)
- Peronoceras subarmatum* (Y. and B.)
- Peronoceras* n. sp. aff. *subarmatum* (Y. and B.) MITZOPOULOS
- Hildoceras bifrons* (BRUGIÈRE), 3 Exemplare
- Paroniceras sternale* (VON BUCH)
- Mercaticeras mercati* (HAUER)
- Mercaticeras dilatatum* (MENEGHINI), 2 Exemplare
- Phymatoceras tirolense* (HAUER)
- Phymatoceras* sp. ind.
- Brodieia gradata* (MERLA)
- Brodieia alticarinata* (MERLA)
- Hammatoceras* sp. ind.

Über den braunen Mergeln folgen 15 cm grün-violetter, grobkörniger Kalke, welche von rötlichen Mergelfasern durchzogen sind und selten kleine Aptychen führen. Unter dem Mikroskop erweisen sich diese Kalke als völlig erfüllt von den feinen Schälchen pelagischer Mollusken. Lithologisch zeigen sie grosse Ähnlichkeit mit den Lumachellenlagen, welche im oberen Toarcien und im Aalénien der Breggia-Schlucht so häufig sind. Sie werden überlagert von weiteren 15 cm braunem Kalkmergel und ca. 40 cm brauner, oben grün gefleckter Mergel, welche ihrerseits von 5–8 cm einer grünen, tonigen, Glaukonit-reichen Schicht abgelöst werden. Nach 4 cm schwärzlichem Mergel stellen sich plattige Kieselschiefer der basalen Radiolarite ein.

Das Auftreten einer Mischfauna, welche Formen des unteren (insbesondere *Hildoceras bifrons* und *Mercaticeras mercati*) und des oberen Toarcien enthält, im Dach des ca. 20 m mächtigen Ammonitico rosso wirkt etwas befremdend und lässt sich mit den vorliegenden Daten allein noch nicht erklären. Immerhin lassen sich folgende wichtige Punkte festhalten: Verglichen mit dem Profil der Breggia erscheint das oberste Toarcien (RENZ 4u) bei Alpe Turati stark reduziert. Die für diesen stratigraphischen Abschnitt bezeichnenden Lumachellen der Breggia und des T. Clivio finden sich nur noch andeutungsweise. Aalénien und höhere Horizonte des Doggers fehlen vollständig. Wiederum ist hingegen die Grenze zu den basalen Radiolariten durch einen Glaukonithorizont und durch eine ausgeprägte Diskontinuität gekennzeichnet, welche wir auch in diesem Fall als Schichtlücke deuten.

i) Val Varea

In der östlichen Alta Brianza bietet das Profil der Val Varea einen beinahe vollständig aufgeschlossenen tektonisch ungestörten Querschnitt durch die Schichtreihe vom unteren Lias bis zur Oberkreide. Der uns hier interessierende Abschnitt ist auf einer Höhe von ca. 600–640 m aufgeschlossen und auf einem kleinen Weg, der bei Pt. 460 (745 350/076 500) vom auf der Landeskarte eingetragenen Weg gegen Norden abzweigt,

leicht erreichbar. Das Profil wurde von C. RENZ (1925 a), M. K. MITZOPOULOS und C. RENZ (1929) und R. TEICHMÜLLER (1929) p. 386—388 beschrieben, während H. RASSMUSS (1912, p. 394, 407) sich in seiner Monographie über die südöstliche Alta Brianza auf wenige Einzelbeobachtungen beschränkt. Aufgefallen sind diesen Autoren besonders das Auftreten schwarzer Schiefer zwischen Domérien und Ammonitico rosso sowie ein grobblockiges Konglomerat zwischen Ammonitico rosso und Radiolaritgruppe, welches von R. TEICHMÜLLER als transgressive Bildung, von RENZ als tektonische Breccie aufgefasst wurde. Da der Beurteilung dieses Konglomerats für die Rekonstruktion der paläogeographischen und sedimentären Entwicklung nicht geringe Bedeutung zukommt, gebe ich im folgenden das Profil der Val Varea etwas genauer wieder (Fig. 21, Profil 8; Fig. 38):

1. Helle, gutgebankte, feinkörnige Kalke, mit dunkeln Hornsteinlagen und Mergelzwischenlagen. Medolo. ? Pliensbachien.
2. 6,50 m. Blassviolette bis rötliche, z. T. grünliche, knollige, Hornstein-freie, von Tonfasern durchzogene, micritische Kalke, reich an feinem Organodetritus. Crinoiden, Arieticeraten: Domérien.
Sie entsprechen lithologisch den Knollenkalken von A. di Salorino.
3. 6 m. Submarine Rutschung von hellen, Hornstein-führenden Kalken des unteren Mittellias. Die einzelnen Bänke sind teils in enge Falten gelegt, teils in ein Konglomerat phacoidisch verformter Schollen mit fluidaler Struktur aufgelöst. Glaukonit tritt in einzelnen Nestern auf.
4. 0,50 m. Gelblichgraue, rotviolett gefleckte, glimmerreiche Kalke, entsprechen lithologisch Kalken des mittleren Lias, welche als lokale Relikte an der Alpe di Mendrisio auftreten.
5. 1,40 m. Konglomerat durch submarine Rutschung deformierter, bunter Knollenkalken.
6. 8 m. Gutgebankte, rotviolett und gelblichgrau gefleckte, knollige Mergelkalke. * Bank mit Arieticeraten. Domérien.
7. 0,70 m. Bank von feinkörnigem, olivgrünem, homogenem Mergelkalk mit feinverteiltem Organodetritus (Echinodermenreste, Ostracoden, Foraminiferen) und reich an detritischem Material: Muskowit, Biotit, eckige Splitter von Quarz und von teils völlig frischem, teils zersetztem Plagioklas. Auf Schichtflächen und Klüftchen Überzüge von blauschwarzem Mn-Oxyd. ? Domérien.
8. 5,30 m. Dunkle, violettrote bis schwarze, z. T. mm-rhythmische Schiefer.
Hellere, bläulich bis grünlichgraue, karbonatische Lagen wechseln mit dunkeln, rostbraunen, Pigment-reichen, bituminösen und tonigen. Feinverteiltes detritisches Material.
9. 0,02 m. Glaukonit in hell- bis dunkelgrünen Aggregaten.
10. 0–0,05 m. Grüne und gelbe, durch Glaukonit (?) und limonitische Pigmente verfärbte Hornsteinkruste. «Hard ground».
11. 0,05–0,30 m. Rotbraune bis ockerfarbene, Mn- und Fe-schüssige sehr feinkörnige Mergelkalke mit von Klüftchen ausgehenden, limonitischen Schlieren und Krusten.
An der Ausfüllung der Klüftchen beteiligten sich Calcit sowie feinfaserige Aggregate eines blassgrünen Minerals. Detritisch: Quarz, Plagioklas, Muskowit, Biotit.
12. 0,85 m. Rot-gelb gefleckte, Mn- und Fe-schüssige, knollige Mergelkalke mit von schwarzen Mn-Oxyd-Rinden überkrusteten Ammoniten. Ammonitico rosso.
13. 1,10 m. Rote, knollige Mergel mit Ammoniten. Ammonitico rosso.
14. 1,30 m. Roter, knolliger Mergelkalk mit Ammoniten: Ammonitico rosso.

Calliphylloceras capitanei (CATULLO)

Dactylioceras crassum (Y. B.), var. *mutabilecostata* PRINZ

Hildoceras sublevisoni FUCINI

Mercaticeras mercati (HAUER)

Phymatoceras sp. Bestimmungen von Dr. O. RENZ
unteres Toarcien.

Nach C. RENZ (1925a, p. 348) und M. K. MITZOPOULOS und C. RENZ (1929) entsprechen 12.–14. dem unteren Toarcien («Bifrons»-Schichten).

15. 0,40 m. Grobe Breccie. In roter, mergeliger Grundmasse eckige Komponenten grauer Mittellias-Kalke und von Besazio-Kalk.

16. 1,60 m. Knolliger Mergelkalk mit Ammoniten:

Erycites sp. = «*Coeloceras*» n.sp.ind. in VACEK (1886, Taf. XVII/3). det. O. RENZ und F. WIEDENMAYER.

Nach MITZOPOULOS und RENZ oberes Toarcien (RENZ 30) mit *Phymatoceras erbaense*.

17. Grobblockige Breccie («Pebbly mudstone»). In einer pastenartigen, roten, mergeligen Grundmasse liegen völlig unsortiert Blöcke älterer Gesteine, welche bis zu mehreren Metern Kantenlänge aufweisen. Unter den Komponenten finden sich grosse Blöcke von Besazio-Kalk (Pliensbachien-Domérien). Die hell- bis tiefroten, massigen, feinkörnigen Kalke stimmen bezüglich der Lithologie und des Fossilinhalts vollständig mit den von F. WIEDENMAYER (1963, p. 600–605), von Besazio und vom benachbarten Sasso Bicicola beschriebenen Vorkommen überein. Neben Crinoiden und vereinzelt Brachiopoden (*Propygope* [?] sp.) fallen vor allem die von Mn-Oxyd und Limonit umkrusteten Schalen von Atractiten und Ammoniten auf. F. WIEDENMAYER bestimmte darunter folgende Arten:

Ausseites indunensis (STOPPANI, emend. MENEGHINI)

= ? *Ausseites claviformis* (MÜLLER-STOLL)

Phylloceras meneghinii GEMMELLARO

Partschiceras anonymum (HAAS)

Procliviceras proclive (ROSENBERG)

Calliphylloceras geyseri (BONARELLI)

Calliphylloceras bicicolae (MENEGHINI)

Meneghiniceras lariense dorsonodosum (BONARELLI)

Meneghiniceras lariense lariense (MENEGHINI)

Harpophylloceras eximium (HAUER)

Amaltheus cf. *stokesi* (SOWERBY)

Arietoceras cf. *expulsum* FUCINI, 1931

(= ? *Arietoceras algovianum* [OPPEL] in MONESTIER, 1934, Taf. VII, Fig. 1, 3.)

Neben den Blöcken von massigem Besazio-Kalk treten zusammenhängende Schichtpakete von knolligen, Arieticeraten-führenden Kalken des Domérien auf, welche lithologisch völlig den Schichten 2. und 6. entsprechen und beträchtliche Dimensionen erreichen (s. Fig. 38). Die in der Talsohle anstehenden Pakete hat TEICHMÜLLER (1929, Abb. 4) für autochthon gehalten und spricht deshalb von einem taschenförmigen Eingreifen der «Schotter» in den Ammonitico rosso. Es lässt sich jedoch an der Unterkante der Breccie deutlich beobachten, dass auch diese Pakete – es handelt sich ebenfalls um Domérien – in der mergeligen Grundmasse schwimmen. Kleinere Blöcke, von Dezimeter- bis Zentimetergrösse, stammen zum grössten Teil aus den hellen Kalken des unteren Mittellias (Fig. 39). Untergeordnet treten Komponenten gelblicher und grauer Hornsteine auf.

Die Anordnung der locker gepackten Komponenten innerhalb der pastenartigen Grundmasse ist im allgemeinen völlig regellos und chaotisch (Fig. 39). Nur stellenweise zeigen zusammenhängende Partien von Knollenmergeln deutlich feststellbare Schichtung, unter sich lassen diese Bereiche deutliche Diskordanzen erkennen (TEICHMÜLLERS Schrägschichtung). Aus den im Bach anstehenden zusammenhängenden Partien stammen folgende Ammoniten (Bestimmungen von Dr. O. RENZ):

Harpoceras cf. *subexaratum* BONARELLI

Hildoceras sp. ind. 2 Exemplare

Es handelt sich bei diesen zusammenhängenden Partien demnach um im Verband eingerutschten Ammonitico rosso (an dieser Stelle um unteres Toarcien).

Aus der Grundmasse (Bestimmungen von Dr. O. RENZ):

Juraphyllites sp. ind. (? Domérien)
Calliphyloceras capitanei (CATULLO)
Hildoceras bifrons (BRUG.)
Hildoceras sublevisoni FUCINI

Nach C. RENZ (1925 a, p. 386) und M. K. MITZOPOULOS und C. RENZ (1929) treten in der Breccie und ihren Komponenten Ammoniten des Domérien, des Toarcien und als jüngste Elemente Eryciten des unteren Doggers auf.

Anzeichen stärkerer tektonischer Beanspruchung fanden sich nirgends. Weder Grundmasse noch Komponenten zeigen eine Zertrümmerung und spätere calcitische Verheilung des Gefüges. Ausserdem spricht die Verschiedenartigkeit der Komponenten gegen die Interpretation als tektonische Breccie im Sinne von C. RENZ (C. RENZ, 1925 a, p. 386; M. K. MITZOPOULOS und C. RENZ, 1929). Vielmehr legen der pastenartige Zustand der Grundmasse, die lockere Verteilung der Komponenten und das geologische Auftreten die Deutung als Rutschungsbreccie («pebbly mudstone», «slide conglomerate») nahe. Wie auch im Fall der submarinen Rutschung im unteren Dogger der Breggia-Schlucht (RENZ 5, s. oben, p. 70) ist die Oberkante der Breccie eine eindeutig stratigraphische Anlagerungsfläche.

Die Ablagerung der Breccie lässt sich, da das Alter der hangenden Schichten nicht bekannt ist, nicht genauer ermitteln, doch können wir auf Grund der jüngsten auftretenden Faunenelemente unteren Dogger annehmen.

Die Mächtigkeit der Breccie beträgt ungefähr 7 m.

18. 1 m. Die Rutschungsbreccie (17.) wird von einer knollig texturierten konglomeratischen Bank überlagert, welche in enger Packung eckige bis kantengerundete Komponenten weisser und roter Mergelkalke enthält. Die Komponenten – feinkörnige Mergelkalke, welche reich an Organodetritus und detritischen Partikeln sind – zeigen randlich oft einen ausgebleichten Saum, zuweilen lässt sich beobachten, wie sich die Komponenten gegenseitig deformieren. Im allgemeinen nimmt die Grösse der Komponenten von unten nach oben ab.
19. 1 m. Dunkelroter, knolliger Mergelkalk. Sich gegenseitig deformierende Komponenten dunkelroter feinkörniger Mergelkalke, welche reich an feinem Organodetritus (Spongiennadeln, Ostracoden, Foraminiferen, pelagische Lamellibranchier, Ammonitenembryonen) sind, werden von dunkelroten, Mn-reichen Mergeln umgeben.
20. Rotbraune Mergelkalke mit Lagen und Linsen von rotem Hornstein. Radiolaritgruppe: Malm (am Weg in einer Mächtigkeit von 2,70 m aufgeschlossen).
21. 9 m. Knollige, feinkörnige Mergelkalke, reich an feinstem Organodetritus: *Saccocoma* AG., *Stomiosphaera moluccana* WANNER; Aptychen, Ammoniten (Bestimmungen von Dr. B. ZIEGLER):

Phylloceras sp.
Lytoceras cf. *orsinii* GEMMELLARO
Lytoceras, ? *Protetragonites* sp.
Haploceras aus der Gruppe *elimatum* OPPEL–*staszycii* ZEUSCHNER
Semiformiceras semiforme (OPPEL)
„*Perisphinctes*“ cf. *cimbricus* NEUMAYR
Perisphinctes sp.

«Rosso ad Aptici», mittleres Tithon.

(Sämtliche Ammoniten stammen aus einer Bank, 2,70 m über den Radiolariten).

22. x m. Maiolica.

Als Ganzes erweist sich das Val Varea-Profil als eigenartige Alternanz von in ihrer Mächtigkeit wesentlich reduzierten Schichtgliedern (z. B. Ammonitico rosso, Radiolaritgruppe) und Schichtgliedern normaler, teilweise durch submarine Rutschungen überdotierter Sedimentation (z. B. Domérien, 2.–6.), wie wir sie z. B.

im Breggia-Profil gefunden haben. Die rasche Aufeinanderfolge von Sedimentation allochthonen Materials einerseits und Kondensation («Hard ground», 9.–11.) andererseits zeigt uns innerhalb desselben Profils einen raschen Wechsel der paläogeographischen Bedingungen.

k) M. Albenza

Kontinuierliche Sedimentation ohne beobachtbare Schichtlücken und Mächtigkeitsreduktionen kennzeichnen das Profil des M. Albenza NW Bergamo. Ein durchgehendes Profil, vom mittleren Lias bis zur Maiolica, wurde von A. DESIO (1929, p. 46) aus der Val Malanotte N Burligo beschrieben. Später haben M. B. CITA und F. VILLA (M. B. CITA et al., 1959) eine summarische mikrofazielle Charakterisierung der einzelnen Schichtglieder versucht. Profil 9 in Fig. 21 wurde nach den Angaben von DESIO gezeichnet.

Über den grauen und gelblichen, Hornstein-führenden Kalken des Medolo, welche hier den ganzen mittleren Lias umfassen, folgt eine mächtige Serie bunter, Scaglia-artiger, dünnbankiger, teils siltiger Mergel und Mergelkalke, welche sich lithologisch dem Dogger der Breggia (RENZ 6) vergleichen lassen. In den unteren Lagen konnte A. DESIO (1929, p. 47–49) an benachbarten Lokalitäten Ammoniten des Toarcien nachweisen. Nach C. RENZ (1925b, p. 28–34) lassen sich innerhalb der ganzen Serie zwei verschiedene Posidonien-Horizonte ausscheiden, deren älterer dem oberen Lias, der jüngere dem oberen Dogger zuzuweisen ist. Die in der westlichen Lombardei so charakteristische Fazies des Ammonitico rosso fehlt hier vollständig und ist hier durch eintönige, fossilere Mergel und Mergelkalke ersetzt. Den Abschluss der ca. 110 m mächtigen Serie gegen die Kieseliefer der basalen Radiolarite bilden sandige Mergelkalke. Sie stimmen lithologisch mit denjenigen, welche bei Gavirate an der Basis der Radiolaritgruppe auftreten, völlig überein.

Über die Entwicklung von oberem Lias und Dogger in den Bergamasker und Brescianer Alpen besitzen wir nur wenige, in der Literatur verstreute Angaben. In der unteren Val Seriana ist der obere Lias teilweise in der Fazies des Ammonitico rosso ausgebildet (Entratico, S. VENZO, 1954, p. 104–106), teilweise schaltet sich zwischen lombardischen Kieselkalk (Medolo) und Radiolaritgruppe eine mächtige Serie von sandigen Kalken, Mergeln und untergeordneten Kalkareniten ein («Calcari arenacei del M. Rena», S. BELLONI, 1958). In den Brescianer Alpen reicht die Fazies des Medolo bis in den oberen Lias oder sogar bis in den unteren Dogger (M. B. CITA et al., 1961, p. 335, 341).

3. Sedimentation und Paläogeographie

Zwischen dem Domérien und dem Beginn der Radiolarit-Sedimentation kamen im ganzen Luganer Gebiet feinkörnige, kalkig-tonige, zum Teil auch kieselige Gesteine zur Ablagerung. Neritisches Material fehlt völlig. Unter den Ammoniten dominieren die pelagischen Phylloceraten und Lytoceraten. Neben den planktonischen bzw. pseudoplanktonischen Radiolarien und Lamellibranchiern («Posidonien») kommen nur vereinzelt Foraminiferen, Ostracoden, Echinodermen und Gastropoden vor. Nur die häufig auftretenden Spurenfossilien (Fukoiden, *Zoophycus*) dokumentieren eine intensive Tätigkeit benthonischer Organismen.

Detritische Partikel (Quarz, Plagioklas, Glimmer) treten in feiner Verteilung allenthalben auf. Einzig an der Basis der Radiolaritgruppe bilden sie feindetritische Lagen. Die Kleinheit der Partikel lässt uns vermuten, dass sie durch Oberflächenströmungen weit in den pelagischen Bereich verschwemmt wurden. Überraschend ist der Fund eines exotischen Blockes von permischem Quarzporphyr im Ammonitico rosso der Breggia-Schlucht (L. VONDERSCHMITT, 1940, p. 211). Er dürfte wohl zusammen mit Driftholz in den pelagischen Bereich gelangt sein und zeigt uns, dass in der weiteren Umgebung, wahrscheinlich im W, die permischen Vulkanite stellenweise über das Domérien hinaus freilagen. Ähnliche exotische Gerölle beschrieben in jüngster Zeit BIRKENMAJER et al. (1960) aus pelagischen Knollenkalken des Doggers der pienischen Klippen der Karpathen. Auch sie nehmen einen Transport durch Driftholz oder schwimmende Tang-Inseln an.

Die Annahme von Heteropien zwischen Radiolariten und pelagischen Kalken des oberen Lias und des Doggers, von der WEBER und GRUNAU (1947) für das Generoso-Gebiet, SENN für das Gebiet des T. Clivio ausgingen, bietet keine befriedigende Erklärung für die Auflagerung der Radiolaritgruppe auf verschiedenen alte Horizonte. Auffallend ist zunächst, dass dort, wo die Radiolaritgruppe auf tiefere Horizonte hinunter-

greift, sie selbst oft in ihrer Mächtigkeit erheblich reduziert ist (Fig. 21). Zugleich stellen sich, im Gegensatz zur kontinuierlichen Entwicklung der Breggia-Schlucht (GRUNAU, 1959, p. 32–34), ausgeprägte Diskontinuitäten ein, welche meist durch das Vorkommen von Glaukonit gekennzeichnet sind (Fig. 21, Profile 4, 5, 7).

So liess sich in den reduzierten Serien nirgends ein vertikaler Übergang von den pelagischen Kalken des Toarcien oder des Aalénien beispielsweise in die basalen Radiolarite beobachten. Ebenso fehlen jegliche Anzeichen horizontaler fazieller Übergänge zwischen Radiolariten und pelagischen Kalken. Sie sind im angenommenen Ausmass bei der ausgedehnten horizontalen Verbreitung der pelagischen Gesteinstypen sehr unwahrscheinlich.

Viel wahrscheinlicher erscheint deshalb eine Differenzierung in lokale Schwellen-Zonen mit reduzierter bis fehlender Sedimentation und Becken mit kontinuierlicher Schichtreihe (GRUNAU, 1959, p. 70–73; BERNOULLI, 1960). Für eine solche Differenzierung spricht auch das Auftreten zahlreicher submariner Rutschungen in den vollständigeren Serien. Ursprünglich im Bereich der Schwellenzonen sedimentiertes Material wurde zu submarinen Rutschungen mobilisiert und in Beckenzonen resedimentiert, wodurch die Schichtlücken in den Schwellen-Zonen noch akzentuiert wurden. In einem pelagischen Bereich, wo die Sedimentation weit hinter der Subsidenz zurückblieb, genügten geringe Differenzen in der Subsidenz, um die Voraussetzungen für die skizzierte Entwicklung zu schaffen. Während im neritischen Bereich solche Schwankungen in der Absenkung ausgeprägte Fazies- und Mächtigkeitsänderungen zur Folge haben, äussern sie sich in einem bathyalen bis abyssalen Bereich nicht durch Fazieswechsel, sondern durch Unregelmässigkeiten in der Sedimentation. Diese erklären ihrerseits zahlreiche Abweichungen von der normalen biostratigraphischen Abfolge, wie wir es besonders im Dogger der Breggia-Schlucht angetroffen haben (vgl. F. WIEDENMAYER, 1963, p. 632).

Die Schichtlücken können teilweise beträchtliche Zeiträume umfassen. So liegt bei Bella Vista die Radiolaritgruppe unmittelbar auf dem lombardischen Kieselkalk. Wenn wir für das überall ungefähr gleichzeitige Einsetzen der Radiolaritsedimentation Callovien-Oxfordien-Alter annehmen, ergibt sich für dieses Profil eine Schichtlücke, welche der Zeitspanne von oberem Pliensbachien bis Callovien entspricht. Nur 6 km von Bella Vista entfernt erreicht die entsprechende Serie eine Mächtigkeit von etwa 100 m. Trotz dieser ausgeprägten Schichtlücke ist es nicht nötig, zeitweiliges Auftauchen der Schwellen-Zonen anzunehmen. Nirgends zeichnet sich eine Verschiebung vom bathyalen zu einem neritischen Milieu ab. Anzeichen festländischer Verwitterung fehlen vollständig. Vielmehr deutet alles auf eine stark verlangsamte bis fehlende Sedimentation. Bedeutungsvoll ist in dieser Hinsicht das Auftreten von «Hardground»-bildungen und Glaukonit. Glaukonit ist nur aus marinen Sedimenten aus Tiefen bis maximal 4000 m bekannt. Als häufigste Tiefenlage gibt CLOUD (1955) 20 bis 800 m an. Nach den Angaben von CLOUD und BURST (1958) scheinen verschiedene Möglichkeiten der Glaukonitentstehung zu bestehen (so wie unter die Bezeichnung Glaukonit mehrere, in ihrem Gitteraufbau deutlich verschiedene Typen von Schichtsilikaten fallen) (BURST). Gemeinsam scheint den verschiedenen authigenen Entstehungsarten jedoch langsame bis fehlende Sedimentation. Für unsere Glaukonite kommt vor allem die Entstehung durch submarine Verwitterung (Halmyrolyse) von silikatischem Material in Frage; auch sie setzt langsame bis fehlende Sedimentation voraus. Eine genauere Untersuchung unseres Glaukonitmaterials lag ausserhalb unserer Möglichkeiten im Rahmen dieser Arbeit, wäre jedoch unbedingt anzuregen.

Subsolutionerscheinungen, wie sie R. HOLLMANN (1962) aus dem oberjurassischen Ammonitico rosso des Veneto beschreibt, scheinen auf die Knollenmergel des Ammonitico rosso s. str. (unteres – mittleres Toarcien) beschränkt zu sein.

Die Rekonstruktion der einzelnen Becken und Schwellen lässt sich heute noch nicht mit genügender Sicherheit durchführen. Eine erste Schwelle zeichnet sich bei Bella Vista bereits im mittleren Lias (Domérien) ab. Die etwas abweichende Fazies des reliktsch vorhandenen Domériens zeigt deutlich, dass das Domérien primär Unregelmässigkeiten in der Sedimentation zeigt und nicht erst später submarin weggeräumt wurde. Mit der Wende vom oberen Lias zum unteren Dogger akzentuiert sich die Differenzierung in Schwellen und Becken immer deutlicher. Sie zeichnet sich besonders in den submarinen Rutschungen der Profile des T. Clivio, der Breggia-Schlucht und der Val Varea ab. Dabei lässt sich eindeutig erkennen, dass die Ausbildung dieser lokalen Schwellen- und Becken-Zonen von den früheren paläogeographischen Einheiten weitgehend unabhängig verläuft. In den zentralen Teilen des früheren Generoso-Beckens wechseln Schwellen

und Becken scheinbar regellos. Ausserdem können in ein und demselben Profil Schichtkomplexe mit submarinen Rutschungen und reduzierte Schichtglieder wechsellagern (Val-Varea-Profil), was zeigt, dass die einzelnen Zonen keinerlei Persistenz aufweisen, sondern nur mehr oder weniger zufällige Differenzen in der Subsidenz und eine starke Mobilität während der leptogeosynklinalen Absenkung widerspiegeln.

Radiolaritgruppe

Während oberer Lias und Dogger eine deutliche Differenzierung in lokale Schwellen mit reduzierter bis fehlender Sedimentation und in Becken mit vollständiger Schichtfolge erkennen lassen, können wir die Gesteine der Radiolaritgruppe in ziemlich einförmiger Entwicklung über die westliche Lombardei verfolgen. Wie aus dem Abschnitt über oberen Lias und Dogger hervorgeht, überlagern die basalen Radiolarite in den Schwellenzonen ihr Liegendes an einer scharfen Diskontinuität, in den Zonen kontinuierlicher Sedimentation entwickeln sie sich durch einen stetigen Übergang aus den kieselig-kalkig-tonigen Gesteinen des Doggers (Breggia-Schlucht).

Die Radiolaritgruppe lässt sich nach lithologischen Merkmalen in drei verschiedene Abteilungen gliedern: 1. In den basalen Radiolariten überwiegen plattige bis schiefrige, kalkarme bis kalkfreie, kieselig-tonige Pelite («Kieselschiefer») von grünlicher, grauer oder schmutzig weisser Farbe. Seltener sind rötliche oder bunt gefleckte Varietäten. 2. Der mittlere Teil der Radiolaritgruppe besteht vorwiegend aus braunroten bis feuerroten Mergelkalken mit linsigen Bändern und Knollen von rotem Hornstein. 3. Gegen oben treten die Hornsteine stark zurück. Vorherrschend sind feinkörnige, rote, z. T. rot und weiss gefleckte Kalke, welche reich an Organodetritus, besonders an Aptychen sind. Häufig sind Knollenkalke, bioklastische und intraformationale Breccien. Diese Schichtgruppe, welche über den eigentlichen «Radiolariti» der italienischen Autoren liegt, wird meist als «Rosso ad Aptici» (Aptychenkalk) bezeichnet. Der Übergang vom Rosso ad Aptici zur Maiolica ist häufig durch Anomalien in der Sedimentation, submarine Rutschungen und Breccienbildungen gekennzeichnet.

In unserem eigentlichen Arbeitsgebiet beschränken sich die Vorkommen der Radiolaritgruppe wiederum auf die Erosionsrelikte in der S.-Agata- und der Cragno-Synklinale S der Generoso-Überschiebung.

Ein durchgehendes Profil wie dasjenige der Breggia-Schlucht (H. GRUNAU, 1959, p. 17–21) war 1945 längs der Strasse SE Pt. 1168 bei Alpe di Mendrisio aufgeschlossen und wurde von H. GRUNAU (1947, p. 40/41) summarisch beschrieben. Heute ist das Profil beinahe vollständig zugewachsen, so dass wir uns, wie schon GRUNAU in seiner neueren Darstellung (1959, p. 37–41) auf Einzelbeobachtungen beschränken müssen. Wichtig ist dabei vor allem die vom Breggia-Profil etwas abweichende Entwicklung des «Rosso ad Aptici». Eine erste Charakterisierung der Mikrofazies dieser Gesteine verdanken wir C. RENZ (1947), wichtige Ergänzungen H. GRUNAU (1959) und G. PASQUARÈ (1960a).

E der Valle dell'Alpe tritt die Radiolaritgruppe nur mehr in kleinen, meist stark tektonisierten Fetzen auf (Fig. 51).

1. Die Radiolaritgruppe bei Alpe di Mendrisio

Die basalen Radiolarite sind am besten aufgeschlossen im kleinen Tälchen NW Alpe di Mendrisio, wo sie mit einer Schichtlücke auf dem lombardischen Kieselskalk (Medolo) liegen (721 000/085 070) (s. p. 74). Es sind dünnbankige bis schiefrige, schwärzlich anwitternde, grünlichgraue, zum Teil auch rötlichgraue Kieselschiefer mit Linsen und Bändern von Hornstein. An der Basis findet sich in der feinquarzitischen Grundmasse viel unregelmässig verteilter Calcit. Eingeschaltet treten grünliche, argillitische und feinschichtige, feindetritische Lagen auf, welche eckige Splitterchen von Quarz und Plagioklas sowie Schüppchen von Biotit, Chlorit und Muskowit und stark zersetzte lithische Komponenten führen. Gegen oben treten Kalk- und Ton-Anteil sowie die Einstreuungen detritischen Materials rasch zurück. In der feinkörnigen kieseligen Grundmasse kommt Karbonat nur untergeordnet in Nestern vor. Radiolarien sind als von Chalce-

don-Rosetten oder von einem feinkörnigen Quarz-Mosaik erfüllte Aussparungen in der von tonigen und feritischen Pigmenten, Chlorit und etwas Biotit verunreinigten Grundmasse kenntlich. Die Hornsteine erweisen sich unter dem Mikroskop als Pigment-armes, verzahntes Gefüge von mikrokristallinem Quarz, in dem die einzelnen Radiolarien kaum mehr erscheinen. Oft verlaufen die Umrisse der Hornsteine deutlich diskordant zur Feinschichtung. Stellenweise treten in den feinschichtigen Kieselpeliten äusserst feinkörnige, Millimeterstarke Bändchen auf, welche zahlreiche kleine, farblose Glimmerschüppchen und detritisches Material (Quarz, Plagioklas, Glimmer) führen und in welchen die Radiolarien kaum mehr kenntlich sind.

Der mittlere Teil der Radiolaritgruppe ist in einzelnen Aufschlüssen längs der Strasse Mendrisio-Bella Vista, SE Pt. 1168, aufgeschlossen. Rotbraune bis ziegelrote, feinkörnige Mergelkalke umschliessen in linsig an- und abschwellenden Bänken Linsen und Bänder von rotem Hornstein (s. GRUNAU, Fig. 15, 16). Unter dem Mikroskop lassen die Mergelkalke in einer feincalcitischen, pigmentierten Grundmasse zahlreiche Radiolarien als von feinfaserigem Quarz oder von feinkörnigem Calcit erfüllte Pigmentaussparungen erkennen. Die Hornsteine bestehen wiederum aus einem Pigment-ärmeren, feinkörnigen Gefüge von Chalcedon und mikrokristallinem Quarz. Detritisches Material fehlt vollständig.

Der obere Teil der Radiolaritgruppe («Rosso ad Aptici») ist längs der Strasse weitgehend überwachsen und nur in einzelnen Bänken aufgeschlossen. Etwa 6 m unter der Basis der Maiolica treten feinkörnige, rotbraune Mergelkalke auf, welche neben den Radiolarien Spongiennadeln, *Stomiosphaera moluccana* WANNER, *Saccocoma*, einzelne Brachiopoden und zahlreiche Aptychen führen. Bestimmbar waren *Lamellaptychus cf. rectecostatus* (PET.) (det. G. PASQUARÈ) und *Loboidothyris cf. zietenii* (DE LORIO) (Bestimmung von D. V. AGER).

Am besten lassen sich die für den Rosso ad Aptici und den Übergang zur Maiolica charakteristischen Gesteine zwischen Strasse und Pt. 1172 beobachten. An der Strasse stehen zunächst knollige, von C. RENZ (1947, p. 374) lithologisch dem Domérien verglichene, rote Kalke an. In einer fluidal texturierten, ziegelroten Mergelkalk-Grundmasse schwimmen Millimeter- bis Zentimeter-grosse, undeutlich und unregelmässig begrenzte Knollen und Schlieren von blassrotem Mergelkalk. Komponenten und Matrix weisen dieselbe Mikrofauna auf (Aptychen, *Stomiosphaera mollucana*, *Saccocoma*) und unterscheiden sich lediglich durch den grösseren Ton- und Pigment-Anteil der Grundmasse. Die fluidale Grundmasse und die undeutlich figurierten «mud pebbles» charakterisieren diesen Knollenkalk als Rutschungsbreccie («slide conglomerate»). An Makrofossilien fand sich lediglich ein schlecht erhaltenes Ammoniten-Fragment, welches Dr. B. ZIEGLER als *Phylloceras* (? *Ptychophylloceras cf. ptychoicum* [QU.]) bestimmte.

Über diesen knollig-brecciösen Kalken treten im Wald über der Strasse brecciöse, weiss und rot gefleckte Kalke mit unregelmässigen Knollen, Nieren und Schlieren von rotem Hornstein auf. Längs des alten Saumweges und in einem kleinen Steinbruch liess sich folgendes kleines Profil aufnehmen (Fig. 40).

1. Hellrote, blassrosa gefleckte, feinkörnige Mergelkalke mit einzelnen, gelblich-grau auswitternden, caramelfarbenen SiO₂-reichen Partien. In einzelnen Lagen gehäuft calcitisch rekristallisierter feinsten Organodetritus: Aptychen, *Saccocoma*, *Stomiosphaera moluccana* WANNER, ferner Formen, welche sich *Globochaete alpina* LOMBARD zuordnen lassen.
2. Lilarot und weiss gebänderte Mergelkalke, welche lagenweise völlig erfüllt sind von calcitisch rekristallisiertem Organodetritus (*Saccocoma*), welcher eigentliche Enkrinite bildet.

Solche Enkrinite, welche vornehmlich *Saccocoma* enthalten, kommen auch im Rosso ad Aptici der Breggia-Schlucht vor. Bei den von GRUNAU in Fig. 6 abgebildeten Fragmenten handelt es sich vor allem um Querschnitte von *Saccocoma*.

3. Rote, verkieselte bioklastische Breccie mit spätig rekristallisierten Fossiltrümmern. Unter dem Mikroskop sind in einer Grundmasse von mikrokristallinem, verzahntem Quarz und Chalcedon, an welcher sich untergeordnet auch kryptokristallines Material beteiligt, zahlreiche calcitisch rekristallisierte und korrodierte Aptychen- und *Saccocoma*-Bruchstücke erkennbar. An der Grundmasse beteiligen sich weiterhin zahlreiche Radiolarien, welche als von mikrokristallinem Quarz oder von kryptokristallinem Material erfüllte kugelige Gebilde erscheinen. Die Breccie zeigt grosse Ähnlichkeit mit einem bioklastischen Gestein, welches von G. PASQUARÈ (1960b) aus der Grenzzone von Radiolaritgruppe und Maiolica vom M. Alto in den Brescianer Alpen beschrieben wurde. Der Übergang zu den unverkieselten Partien an der Basis und im Dach der Schicht sowie die randliche Korrosion des calcitischen Materials zeigen auch in unserem Fall deutlich die diagenetische, metasomatische Entstehung der SiO₂-Grundmasse.
4. Weiss, lichtgrün und lilarot gefleckter, spätiger Enkrinit (*Saccocoma*, Aptychen).
5. Blassrosa und weiss gestreifter, feinkörniger Mergelkalk. In einzelnen Lagen gehäuft calcitisch rekristallisierter Organodetritus: *Saccocoma*, Aptychen; *Stomiosphaera moluccana*; keine Radiolarien.
6. Lilaroter, blassrosa gefleckter, feinkörniger Mergelkalk.
7. Roter, stellenweise weiss gefleckter, feinkörniger Kalk mit fluidaler Textur, unregelmässig begrenzte Komponenten von feinkörnigen Kalken. Unregelmässig begrenzte, eckige Fetzen und Knollen von rotem Hornstein treten in den Komponenten auf und beteiligen sich auch an der Grundmasse.
8. Rot und weiss gefleckter, spätiger Enkrinit, ähnlich 4., geht seitlich in verkieselten Enkrinit vom Typus 3. über.

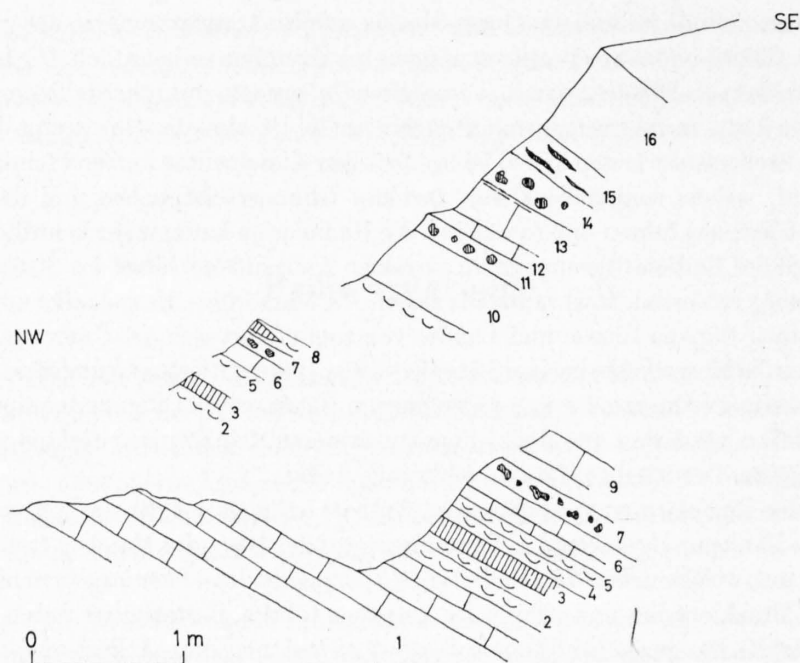


Fig. 40. Detailprofil im obersten Teil der Radiolaritgruppe (Rosso ad Aptici) Alpe di Mendrisio, kleiner Steinbruch am Weg zwischen Pt.1172 und Strasse (Erläuterung im Text)

9. Rot und blassrosa gefleckter Mergelkalk mit caramelfarbenen, SiO_2 -reicheren Partien, wie 1.
10. Rot und weiss gefleckter Mergelkalk, wie 1. Lagenweise reich an bioklastischem Material.
11. Rot und weiss gefleckte, brecciöse Kalke. In einer fluidal texturierten Grundmasse von braunrotem Mergelkalk (Radiolarien, Stomiosphaeren, Bruchstücke von *Saccocoma* und Aptychen) finden sich unregelmässige, z.T. nur undeutlich begrenzte Komponenten von Millimeter- bis Zentimetergrösse. Stellenweise liegen die Komponenten einzeln in der Grundmasse, z.T. häufen sie sich in enger Packung. Die Mehrzahl der oft deutlich deformierten Komponenten führt unregelmässige, zerfaserte Fetzen oder Knollen von rotem Hornstein. Zuweilen sind die Komponenten fast vollständig vom Hornstein erfüllt, so dass man beinahe den Eindruck klastischer Hornsteinkomponenten erhält. Nirgends zeigen jedoch die Hornsteine, welche aus einem äusserst feinen Gemenge von mikrokristallinem Quarz und Calcit bestehen, gut gerundete, saubere Konturen, wie sie beispielsweise an den klastischen Hornsteinkomponenten der Maiolica von Besozzo (s. unten) auftreten. Stets sind die Hornsteine randlich mit den umgebenden Mergelkalken verzahnt, sie haben unregelmässig zerfaserte Umrisse und führen mehr oder weniger grosse, reliktsche Einschlüsse von Mergelkalk. Die gegenseitige Deformation der Kalkkomponenten, die stellenweise feststellbare Deformation der Hornsteine, zeigen, dass die «Hornsteinbreccie» durch frühdiagenetische Prozesse (submarine Rutschung) entstand, wobei die frühdiagenetische, metasomatische Bildung der Hornsteine die Bildung der Breccie z.T. überdauern mochte.
12. Rot und weiss gebänderte, feinkörnige Mergelkalke mit einzelnen bioklastischen Lagen.
13. Feinkörnige, homogene, rötlichbraune Mergelkalke mit einzelnen Aptychen.
14. Rot und weiss gefleckte, brecciöse Kalke mit Hornstein, wie 11.
15. Dünnbankige, feinkörnige Mergelkalke mit dünnen Lagen und Linsen von rotem Hornstein.
16. Rot-weiss gefleckter, knollig texturierter, feinkörniger Mergelkalk.

Die folgenden Schichten sind in einer Mächtigkeit von 2 bis 3 m nicht aufgeschlossen. Darüber folgen die dickbankigen, feinkörnigen, schneeweissen Kalke der Maiolica, welche neben *Stomiosphaera moluccana* zahlreiche Tintinniden (*Calpionella alpina*, *C. elliptica*.) führen.

Zwischen Pt.1172 und der Strasse liessen sich ausserdem in einem kleinen, isolierten Aufschluss Hornstein-freie, knollig-brecciöse, rot und weiss gefleckte Kalke feststellen. Sie lieferten zahlreiche Aptychen, unter welchen G.PASQUARÈ folgende Arten bestimmen konnte:

Lamellaptychus beyrichi (OPPEL), *L. lamellosus* (PARK.), *L. lamellosus* (PARK.) var. *cincta* TRAUTH, *L. studeri* (OOSTER) TRAUTH.

Der Übergang vom Rosso ad Aptici zur Maiolica selbst ist an der Strasse SE Pt.1168 sichtbar (vgl. H. GRUNAU, p.43, 45; G.PASQUARÈ, 1960a, p.501–504). Über gut gebankten dunkelrotbraunen Mergelkalcken folgen zunächst rot und lichtgrün gefleckte Kalke, welche ihrerseits von typischer Maiolica, weissen, äusserst feinkörnigen Kalken mit Knollen und Bändern von rotem und grünlichblauem Hornstein überlagert werden. Nach G.PASQUARÈ sind die obersten Lagen des Rosso ad Aptici durch die Assoziation von *Sacco-*

coma und *Nannoconus dolomiticus*, die Basis der Maiolica durch das Hinzutreten von *Capionella alpina* und *Nannoconus steinmanni* und das Verschwinden von *Saccocoma* gekennzeichnet.

2. Das Alter der Radiolaritgruppe

Die Untergrenze der Radiolaritgruppe lässt sich nicht direkt datieren. Anhaltspunkte vermag uns in dieser Hinsicht einzig das Alter des Liegenden in den Profilen mit durchgehender Sedimentation zu geben. In der Breggia-Schlucht schalten sich zwischen fossilbelegtes Bajocien (RENZ 5) noch ca. 40 m steriler kieselig-er Kalke und Mergel, welche im wesentlichen dem Dogger entsprechen mögen. Bei Molino di sopra finden sich im Liegenden der basalen Radiolarite Posidonien und Aptychen, welche dem mittleren bis oberen Dogger angehören. Ebenso erwähnt C. RENZ (1925b) vom M. Albenza Posidonien des oberen Doggers aus dem Liegenden der Radiolaritgruppe. Wir gehen deshalb kaum fehl – vorausgesetzt dass die Sedimentation der basalen Radiolarite überall etwa zur gleichen Zeit einsetzte –, wenn wir die Basis der Radiolaritgruppe mit der Wende vom Dogger zum Malm (Callovien-Oxfordien) annehmen.

Die Schwierigkeit in der Grenzziehung zwischen Radiolaritgruppe (Rosso ad Aptici) und Maiolica besteht vor allem im lithologischen Übergang der beiden Formationen, welcher nur selten durch eine scharfe, lithologische Grenze, meist jedoch durch eine Alternanz der vorherrschenden lithologischen Typen (z. B. A. SENN, 1924, p. 599; G. PASQUARÈ und M. P. MARIOTTO, 1961) oder durch submarine Rutschungen und Breccienbildungen, an welchen sich sowohl Rosso ad Aptici wie Maiolica beteiligen können (z. B. T. Clivio, GRUNAU, 1959, Fig. 39; PASQUARÈ und MARIOTTO, l.c.), gekennzeichnet ist. Im wesentlichen scheinen jedoch die typischen, schneeweißen Kalke der Maiolica durch das Auftreten von Tintinniden und von *Nannoconus steinmanni* gekennzeichnet, während in den höchsten Partien des Rosso ad Aptici *Saccocoma* und *N. dolomiticus* auftreten (G. PASQUARÈ, 1960a). In der Val Varea sind diese Horizonte mit *Saccocoma* und *Stomiosphaera moluccana*, denen Tintinniden völlig fehlen, durch den Fund von *Semiformiceras semiforme* (OPPEL) (det. B. ZIEGLER, s. oben p. 87) als mittleres Tithon datiert. Die basalen Partien der Maiolica werden von GRUNAU und PASQUARÈ ins Ober-Tithon gestellt, was durch die Funde tithonischer Ammoniten in der Maiolica bestätigt wird (MENEGHINI, 1879; MARIANI, 1899, p. 371; RASSMUSS, 1912, p. 87–89). Ob die Maiolica in der Gegend von Varese (Induno, Frascarolo, Fontana degli Anmalati; Maiolica-Komponenten im Oberkreide-Flysch von Induno und von Biandronno, E. MARIANI, 1899; A. SENN, 1924, p. 600–602) das ganze Tithon umfasst, wie A. SENN postuliert, lässt sich von unserem Arbeitsgebiet aus nicht entscheiden. Für unser Gebiet lässt sich mit guten Gründen Malm bis mittleres Tithon für die Radiolaritgruppe annehmen.

3. Sedimentation und Paläogeographie

Die alpinen Radiolarite und ihre Genese, insbesondere die Fragen nach ihrer bathymetrischen Stellung und nach der Herkunft der Kieselsäure, sind seit langem Gegenstand der Diskussion. Besonders die Frage der Bathymetrie ist nicht unwesentlich für unsere Vorstellungen über die Entwicklung der alpinen Geosynklinale. Sie ist ausführlich diskutiert in den Arbeiten von GRUNAU (1947, 1959), CORNELIUS (1951) und R. TRÜMPY (1960). Zusammenfassende Darstellungen des Kieselsäure-Problems finden sich in den Arbeiten von BRAMLETTE (1946) und BALLY (1954, p. 23–39).

Aus dem Radiolarienreichtum und der vorwiegend kieseligen Zusammensetzung eines Sediments allein lassen sich noch keine Angaben über seine bathymetrische Stellung gewinnen. Radiolarite, welche mit eindeutigen Seichtwasser-Sedimenten verknüpft sind, sind aus der Literatur bekannt (vgl. BALLY, l.c.). Auch die südalpinen Radiolarite wurden verschiedentlich als Ablagerungen der Flachsee angesprochen: Nach H. GRUNAU (1947, p. 40/41) sollen sich bei Bella Vista die basalen Radiolarite kontinuierlich aus dem «neritischen» Kieselkalk entwickeln (s. dazu p. 74/75). R. TEICHMÜLLER (1929, p. 386–388) wertet die Assoziation von Ammonitico rosso und Radiolariten mit «Küstenkonglomeraten» als Beweis für die Flachwassernatur der Radiolarite. Wie aus dem vorhergehenden Kapitel hervorgeht, ist bei Bella Vista die Grenze zwischen Radiolariten und Kieselkalk durch eine scharfe Diskontinuität gekennzeichnet. Im Falle des Val-Vera-Kon-

glomerates liess sich zeigen, dass es sich nicht um ein Küstenkonglomerat handeln kann, sondern nur um eine Rutschungsbreccie. Solche Breccien können in tektonisch aktiven Regionen in beliebiger Meerestiefe entstehen. Wenn wie im Falle des Val-Varea-Konglomerates neritische Elemente völlig fehlen, ist eine Entstehung in einem rein pelagischen bathyalen Bereich gesichert. Auch im Falle der Radiolarite selbst weist der pelagische Charakter ihrer Fauna und das vollständige Fehlen neritischen Materials auf tiefmeerische, bathyale oder gar abyssale Verhältnisse. Die basalen Radiolarite, deren Kalk-Anteil sehr gering ist, führen an Fossilien lediglich Radiolarien, in den oberen Partien («Rosso ad Aptici») treten calzitische Reste pelagischer Formen, Aptychen, Cephalopodenkiefer (*Rhynchotheutis*), *Saccocoma* und vereinzelte Brachiopoden hinzu. Einzig seltene Fucoiden (z. B. basaler Radiolarit, T. Clivio) zeigen eine geringe Tätigkeit benthonischer Organismen an. Detritisches Material tritt nur untergeordnet in den basalen Radiolariten auf. Auf eine tiefmeerische Ablagerung der Radiolarite weist auch ihre gleichförmige horizontale Verbreitung und ihre Stellung innerhalb des sedimentären Zyklus. In der vollständigen Serie der Breggia-Schlucht folgen über Ammonitico rosso und den kieselig-mergeligen Kalken des Doggers kalkarme und kalkfreie Kieselpelite (basaler Radiolarit), welche gegen oben wiederum in Hornstein-Kalke übergehen. In den obersten Partien («Rosso ad Aptici») stellen sich wiederum Gesteine ein, welche sich faziell in mancher Hinsicht den Gesteinen des oberen Lias und des Doggers vergleichen lassen (s. z. B. H. RASSMUSS, 1912, p. 88; G. PASQUARÈ und M. P. MARIOTTO, 1961). Eine ähnliche «symmetrische» Einschaltung der Radiolarite zwischen pelagische Knollenkalke in der pienischen Klippen-Zone der Karpathen – eines Gebietes, welches im Jura und in der Kreide zahlreiche Analogien zu unserem Gebiet aufweist – deuten BIRKENMAJER und GASIOROWSKI (1961), indem sie für die Radiolarite die grösste während der geosynklinalen Absenkung erreichte Tiefe annehmen. Ob dabei die rein kieselig-tonige Sedimentation als Mangelsedimentation infolge verringerter Zufuhr karbonatischen Materials (organischen oder anorganischen Ursprungs) im Sinne von GRUNAU (1959, p. 148) oder als Versenkung in Zonen der Kalkauflösung zu deuten ist, lässt sich nicht entscheiden. Zu einer ähnlichen Interpretation der alpinen Radiolarite und der mit ihnen assoziierten pelagischen Kalke sind auch COLOM (1957) und R. TRÜMPY (1950, p. 866–869) gelangt.

Die starke Mobilität des Untergrundes äussert sich dabei in Differenzen in der Subsidenz der einzelnen Beckenteile, was im tiefmeerischen Bereich zwar nicht zu ausgeprägten Heteropien, jedoch zur Auslösung von submarinen Rutschungen und zur Bildung von Rutschungsbreccien, «Knollenkalken» und intraformationellen Breccien führte. Wir möchten vermuten, dass der linsige Habitus der roten Hornsteinkalke, das Auskeilen von Bänken und das Auftreten grosser linsiger Kalkkörper zum Teil auf submarine Rutschungen zurückzuführen sind. Besonders zahlreich sind Rutschungsbreccien und Knollenkalke in den Übergangsschichten vom Rosso ad Aptici zur Maiolica und in den tiefsten Partien der Maiolica. So folgt z. B. in der Breggia-Schlucht über den gut gebankten Kalken des Rosso ad Aptici ein ca. 9 m mächtiger Komplex von homogener Maiolica mit wirr verfalteten, schwarz anwitternden Hornsteinlagen. Eine ähnliche submarine Rutschung tritt im Bachbett des T. Clivio an der Basis der Maiolica auf (GRUNAU, 1959, Fig. 39). Knollenkalke, Rutschungsbreccien, bioklastische Breccien mit graded bedding und Breccien mit lithischen Komponenten, welche unter sich mannigfache Übergänge zeigen, wurden von G. PASQUARÈ und M. P. MARIOTTO (1961) aus der Übergangszone von Rosso ad Aptici und Maiolica aus der ganzen Lombardei erwähnt. Sie häufen sich nach den Angaben dieser Autoren zwischen Lago Maggiore und Luganersee und im judikarischen Gebiet (Breccie von Ballino, R. SCHWINNER, 1918, p. 163–168), was auf eine Fortdauer der tektonischen Aktivität in diesen Gebieten deuten würde. Ähnliche fluidal texturierte Knollenkalke, wie sie im Rosso ad Aptici der Lombardei auftreten, habe ich auch im Tithon der Ortler-Zone (Val Trupheum, Graubünden) beobachtet. Von den submarinen Rutschungen, Breccien und Knollenkalken, welche von J. REMANE (1960) aus dem Tithon der Chaînes subalpines und von C. STURANI (1962) aus dem Autochthon des Argentera-Massivs beschrieben haben, unterscheiden sich die lombardischen Beispiele im wesentlichen nur durch das Fehlen allochthonen neritischen Materials, was wiederum auf den tiefmeerischen, küstenfernen Charakter von Radiolariten und Maiolica hinweist.

Breccien mit lithischen Komponenten älterer Gesteine treten in unserem Arbeitsgebiet nicht auf. Hingegen beschreibt H. RASSMUSS (1912, p. 85/86) aus dem Rosso ad Aptici E der Val Varea eine Breccie, welche neben Bruchstücken roten Kalkes Komponenten von Conchodon-Dolomit führen soll. Weder TEICHMÜLLER (1929, p. 386/387) noch mir gelang es, diese Breccie wieder aufzufinden. Möglicherweise handelt es sich um die konglomeratische Bank (Nr. 18 unseres Profils p. 87), welche in

der Val Varea über der Rutschungsbreccie auftritt und ebenfalls Komponenten «hellgrauer und weisser Kalke» enthält. Bei diesen Komponenten handelt es sich jedoch keinesfalls um Conchodon-Dolomit.

Komponenten älterer Gesteine spielen nach den Angaben von TEICHMÜLLER (1929, p. 388–391) im judikarischen Gebiet eine bedeutende Rolle. So finden sich nach seiner Beschreibung in der berühmten Breccie von Ballino Komponenten von Gesteinen des Lias, im Tithon von Trento sogar von permischem Quarzporphyr. In der Val di Non «transgrediert» das Tithon mit basalen Breccien bis auf den Hauptdolomit. Alle diese Erscheinungen dokumentieren eine intensive tektonische Aktivität, welche eine Differenzierung in ein kompliziertes Mosaik einzelner Schwellen- und Becken-Zonen zur Folge hatte. Einzelheiten dieser interessanten paläogeographischen Entwicklung sind jedoch noch kaum bekannt.

Wesentlich schwieriger als die Beurteilung der bathymetrischen Stellung der Radiolarite ist diejenige der Herkunft der Kieselsäure und der Vorgang ihrer Ablagerung. Ophiolitische Gesteine, welche oft mit Radiolariten assoziiert sind, fehlen den südalpinen Serien vollständig und kommen deshalb als unmittelbare Kieselsäure-Lieferanten nicht in Betracht. Nach H. GRUNAU (1959, p. 144/145) unterscheiden sich die südalpinen Radiolarite von den mit Ophiolithen verknüpften der Aroser Zone deutlich durch ihren verschiedenen Gehalt an Spurenelementen, insbesondere durch das Fehlen von Cr. SiO_2 kann ferner durch Flüsse in echter Lösung oder im Sol-Zustand oder durch Halmyrolyse silikatischen Materials dem Meerwasser zugeführt werden, wo es von Organismen zum Aufbau kieseliger Skelette verwendet oder durch chemische Prozesse als Gel ausgeflockt wird. Dieser zweite Vorgang wird von D. FERNANDEZ (1961) für die Entstehung der südalpinen Radiolarite angenommen. Näherliegend scheint mir jedoch die Kieselsäure aus den zahlreichen Radiolarienskeletten herzuleiten, wobei teilweise Auflösung der Skelette am Meeresboden und während der Diagenese auch das kieselige Material der Grundmasse geliefert hätte. Die verschiedenen Erhaltungszustände der Radiolarien in den Hornsteinen wie auch die calcitisierten Radiolarien in den assoziierten Kalken scheinen eine solche Annahme zu bestätigen. Dass die Kieselsäure erhebliche Umlagerungen während der Diagenese erfahren hat, ergibt sich auch aus zahlreichen Beobachtungen an den «Hornsteinbreccien» des «Rosso ad Aptici» (s. p. 91–92, vgl. auch B. SANDER, 1941).

I. Maiolica

Die Sedimente der Maiolica bilden das jüngste Schichtglied unseres engeren Arbeitsgebietes. Sie beschränken sich auf kleine Erosionsrelikte südlich der Generoso-Überschiebung. Es handelt sich um monotone, äusserst feinkörnige Gesteine, schneeweisse, makroskopisch völlig dichte, beinahe reine Kalke mit Knollen und Bändern von bläulichgrauem oder auch von feuerrotem Hornstein. Meist sind die muscheligsplittig brechenden Kalke in allen Richtungen von schwarzen, stylolithischen Nähten durchzogen. In den tiefsten Partien treten oft auch blassrote bis rötlichgraue Kalke auf. In der Breggia-Schlucht, wo die Maiolica durchgehend aufgeschlossen ist, erreicht sie eine Mächtigkeit von gegen 140 m (L. VONDERSCHMITT, 1940, Taf. XII).

Makrofossilien sind in unserem Arbeitsgebiet sehr selten. Sie beschränken sich auf wenige Aptychen, Belemniten und Brachiopoden. Um so grössere Bedeutung kommt den Nanno- und Mikrofossilien zu. Angaben über sie finden wir in den Arbeiten von C. RENZ (1947) und von P. BRÖNNIMANN (1955). Neuerdings hat H. R. GRUNAU (1959) das Maiolica-Profil von Bella Vista und seine Mikrofauna Bank für Bank genauestens untersucht, so dass wir auf seine Arbeit sowie auf die Präzisierungen von G. PASQUARÈ (1960a) verweisen können. Nach GRUNAU ergibt die Assoziation der Tintinniden Ober-Tithon bis Berriasien-Alter für die basalen Partien der Maiolica (s. auch p. 93). In der Breggia-Schlucht schalten sich zwischen die gut gebankten, dickbankigen Kalke der obersten Partien der Maiolica dunkelgraue, schiefrige Mergellagen mit Fischresten und unbestimmbaren Crioceraten. Die Kalkbänke enthalten eine Assoziation von Nannoconus-Arten, welche von BRÖNNIMANN (1955, p. 33) und H. GRUNAU (1959, p. 28) versuchsweise ins Barrémien gestellt wurde. E. MARIANI (1899, p. 381) gibt aus den höchsten Partien der Maiolica der Breggia, unmittelbar unter dem Kontakt mit der Scaglia *Phylloceras semistriatum* (D'ORB.) sp., eine Form des Barrémien. Am M. Albenza schalten sich zwischen die obersten Bänke der Maiolica ebenfalls schwarze Mergelschiefer, in welchen V. VIALLI (1949b) Ammoniten des oberen Barrémien fand. Wir selbst fanden in der Breggia-Schlucht, genau 4 m unter dem Kontakt zur Scaglia, zwei schlecht erhaltene Ammoniten, welche Herr Dr. O. RENZ

als *Beudanticeras* cf. *parandieri* (D'ORB.) bzw. als ? *Hamiticeras* sp. bestimmen konnte. Weiterhin sind Neokom-Fossilien aus der Maiolica schon seit langem bekannt (MARIANI, 1899, p. 379–384). Das Alter der Maiolica lässt sich demnach mit Ober-Tithon bis Barrémien angeben. In der Breggia-Schlucht folgen über der Maiolica an scharfer Diskontinuität die bunten Mergel und Mergelkalke der Scaglia. Möglicherweise deuten diese Diskontinuität sowie das nesterweise Auftreten von Glaukonit auch hier auf eine Schichtlücke. Die Feinkörnigkeit der Sedimente, das Fehlen terrigener detritischer Partikel und der pelagische Charakter der Fossilien (Nannoconus, Tintinniden, Radiolarien) sowie die weite regionale Verbreitung der Maiolica zeigt nach COLOM (1957) eine weitere Vertiefung des Meeres und Landferne, «paraozeanische» Verhältnisse an. Unregelmässigkeiten in der Subsidenz äussern sich jedoch auch noch während der Ablagerung der Maiolica. Während die höheren Partien der Maiolica meist einen regelmässigen Bankungsrhythmus zeigen (GRUNAU, 1959, Fig. 7), lassen sich in den tieferen Partien oft Unregelmässigkeiten in der Schichtung und deutliche Lagerungsstörungen feststellen. Die Schichtflächen sind meist sehr unregelmässig gewellt, die Bänke sind oft ausserordentlich mächtig (z. B. Bella-Vista-Profil, s. GRUNAU, Fig. 20), und der Bankungsrhythmus verändert sich seitlich sehr rasch. Meist sind die einzelnen Hornsteinbänke und -knollen deutlich vom Kalkanteil getrennt, teils zeigen sie rundliche, knollige Gestalt, teils auch unregelmässige zerfaserte Umrisse. Oft sind die einzelnen Hornsteinlagen frühdiagenetisch verfaltet, ohne dass die umgebenden, völlig homogenen Kalke eine Deformation erkennen lassen. Eigentliche Breccien habe ich zwar in meinem Gebiet nirgends beobachtet, doch treten sie ausserhalb des Gebietes an verschiedenen Orten auf (C. ZANMATTI-SCARPA, 1957, p. 588; A. POLLINI und G. CUZZI, 1960; G. PASQUARÈ und M. P. MARIOTTO, 1961, p. 249). So finden sich zum Beispiel im Steinbruch von Besozzo zwischen Varese und Laveno (LK: Bl. Chiasso, 695 900/077 850) zwischen diagenetisch deformierten Maiolica-Kalken Einlagerungen von bunten Tonen und Konglomeraten und Breccien. Besonders auffallend ist eine linsige Einlagerung eines fluidal texturierten Konglomerats, welches intensiv mit weinroten und grünen Tonen verknetet ist. Es wird überlagert von einer feinpsephitischen Bank, welche deutliches «graded bedding» zeigt. In einer Grundmasse von feinkörnigem, Radiolarien-reichem Kalk liegen enggepackt bioklastisches Material (Aptychen) und eckige bis schwach gerundete, max. Zentimeter-grosse Komponenten von bläulichgrauem, feinkörnigem Hornstein, von feinkörnigen Calpionellen-Kalken und flaserige Schmitzen von grünem, tonigem Material. Im Generoso-Gebiet habe ich lediglich bioklastische Lagen mit verkieselten Aptychen gefunden (z. B. bei Alpe di Salorino). Neuerdings macht P. BAGGIO (1963b, p. 221) auf psephitische Einlagerungen in der Maiolica des Canavese aufmerksam. Diese Konglomerate führen jedoch als Komponenten kristalline Gesteine, wie sie im Unterbau der Südalpen auftreten.

Aus der beobachtbaren Verformung der Hornsteine durch submarine Rutschungen und aus dem Auftreten von klastischem Hornstein in Rutschungsbreccien schliesst D. FERNANDEZ (1961, p. 24) auf eine syn-genetische, im wesentlichen anorganische Entstehung der Hornsteine der Maiolica. Nach seinen Angaben unterscheiden sich die Radiolarienfaunen von Kalk- und Hornstein-Anteil deutlich in ihrer Zusammensetzung. Nach der Beschreibung von FERNANDEZ lässt sich jedoch nicht abschätzen, ob solche Unterschiede nicht durch die verschiedenen Erhaltungszustände bedingt sind. Auch wenn wir auf Grund dieser Beobachtung eine primäre Sonderung der kalkigen und vorwiegend kieseligen Anteile im Sinne von FERNANDEZ annehmen müssen, ist die anorganische Herkunft der Kieselsäure noch keineswegs gesichert (vgl. auch GRUNAU, 1959, p. 44, 147/148). Hingegen weist die häufige Verkieselung primär kalkiger, bioklastischer Anteile, die sich oft beobachten lässt, sowie die Verkieselungserscheinungen in ähnlichen Sedimenten der oberen Radiolaritgruppe (s. oben, p. 91–95, ferner G. PASQUARÈ, 1960b) darauf hin, dass frühdiagenetische Stoffwanderungen auch hier noch eine bedeutende Rolle spielten.

Die Rekonstruktion einer Paläogeographie auf Grund der noch so spärlichen Angaben über die sedimentäre Entwicklung scheint heute verfrüht. Sie kann nur mit Untersuchungen über ein weites Gebiet mit Erfolg versucht werden, was ausserhalb des Rahmens dieser Arbeit liegt. Immerhin lassen uns die lithologischen Merkmale sowie die pelagischen Fossilreste zum Schluss kommen, dass mit den Ablagerungen der Radiolaritgruppe und der Maiolica die Entwicklung der geosynklinalen Absenkung ihren Höhepunkt erreicht. Bezeichnend für die Sedimentation ist wiederum die weitere Subsidenz unter leptogeosynklinalen Bedingungen, verbunden mit einer starken Mobilität des Untergrundes. Noch nicht geklärt ist das Problem des Farbwechsels an der Grenze von Radiolaritgruppe und Maiolica.

Tektonik

A. Einleitung und Übersicht

Während der oberen Trias und des Lias bestimmt die Tektonik Mächtigkeit und Fazies der südalpinen Sedimente. Umgekehrt beeinflussen während der alpinen Orogenese Mächtigkeit und Fazies die heute sichtbare Tektonik der Luganer Kalkalpen. Dabei spielt die liasische Luganer Linie sowohl als Trennungslinie von Gebieten mit verschiedenem Baumaterial wie auch als (in bezug auf die alpine Orogenese) präexistente Störung grössten Ausmasses eine besondere Rolle. Sie trennt heute als steil E-fallende Störung Gebiete mit verschiedenem Baustil, deren Strukturen sich nicht miteinander korrelieren lassen.

Die tektonische Gliederung der westlichen Südalpen lässt sich in groben Zügen aus der geologischen Karte ablesen (vgl. Geologische Generalkarte der Schweiz, Bl. 7). Das nördlichste Element bildet das präpermische Kristallin des Seengebirges (Massiccio dei laghi). Dieses wird durch eine quer zu den alpinen Strukturen verlaufende, hercynische Dislokation in zwei Zonen geteilt, welche sich in Baumaterial, Metamorphosegrad und Baustil deutlich unterscheiden (M. REINHARD, 1953). Die meso- bis katametamorphen Gesteine der Ceneri-Zone bilden mit den Gesteinen der oberostalpinen Deckschollen der Campo-, Silvretta- und Ötztal-Decken eine petrographische Provinz, mit den Gesteinen der Ivrea-Zone sind sie durch Übergänge verbunden. Das Kristallin der Ceneri-Zone wird durch einen alpinen Schollenbau tektonisch unterteilt, dieser wird besonders augenfällig durch die permischen Erosionsrelikte von Arosio-Mugena und die Perm-Trias-Zone des Tresa-Tales. Die epimetamorphen Gesteine der Val Colla-Zone kehren hauptsächlich in den östlich anschliessenden Bergamasker Alpen wieder. In den Paragneisen und Phylloniten der Val Colla-Zone tritt Bruchbildung eher zurück.

Das südalpine Kristallin wird von den südlichen anschliessenden Sedimenten normalstratigraphisch überlagert. Der Baustil des Gebietes westlich der Luganer Linie unterscheidet sich im wesentlichen nicht von dem des Kristallins. Abscherungserscheinungen spielen hier eine untergeordnete Rolle, und das Kristallin tritt im Liegenden der permischen Vulkanite immer wieder zutage. Eine in sich sehr komplex gebaute Synklinalzone (Salvatore-Zone) trennt das eigentliche Kristallingebiet von der weitgespannten «Antiklinale» M. Campo dei Fiori–M. Arbostora, der im Süden einige kleinere Randantiklinalen vorgelagert sind. Die Synklinalzone Salvatore–Valcuvia erscheint zwischen den steilen Aufschiebungen des Kristallins im Norden und der permischen Vulkanite der Arbostora-Scholle im Süden gegenüber ihrer Umrahmung grabenartig versenkt. Einzig an ihrem Westende, wo die Mächtigkeit des unteren Lias gegen das M.-Nudo-Becken zu zunimmt, ist der Sedimentmantel über den Störungen flexurartig abgeschleppt.

Unser eigentliches Arbeitsgebiet östlich der Luganer Linie bildet mit dem Gebiet der Denti della Vecchia–M. Grona und der Alta Brianza paläogeographisch und tektonisch eine Einheit. Diese umfasst das Gebiet des liasischen Generoso-Beckens, wir bezeichnen sie als Generoso-Masse. Vom nördlich anschliessenden Kristallin ist sie durch eine flexurartige Störung, die M. Grona-Linie, getrennt. Der grössere Teil wird von den äusserst beweglichen lombardischen Kieselkalken des unteren Lias aufgebaut; sie bestimmen einen Baustil komplizierter, asymmetrischer, nach S überkippter und überschobener Falten, in die die jüngeren mesozoischen Gesteine einbezogen sind. Die im Süden vorgelagerte südalpine Molasse wurde nur noch teilweise von den alpinen Bewegungen betroffen.

Um die Übersicht zu erleichtern, werden wir die verschiedenen Strukturen getrennt beschreiben. Wir beginnen unsere Darstellung mit dem Gebiet westlich der Luganer Linie und behandeln darauf die Luganer Linie und die Strukturen der Generoso-Masse. Auf frühere Untersuchungen werden wir, sofern ihre Ergebnisse von den unseren abweichen, an entsprechender Stelle eingehen. Die Fülle und Verschiedenheit der Auf-

fassungen über die Natur der Luganer Linie zwingen uns jedoch zu einer kurzen historischen Betrachtung, dies um so mehr, als von der Deutung der Luganer Linie auch die Bewertung der übrigen Tektonik abhängt. Wir geben deshalb zunächst einen Überblick über die verschiedenen Hypothesen und versuchen, sie durch kurze kritische Betrachtung auf ihre Brauchbarkeit zu prüfen (vgl. jeweils die tektonische Karte, Taf. I). Die Ergebnisse der tektonischen Analyse werden wir in einem abschliessenden Kapitel kurz zusammenfassen und zeitlich zu ordnen versuchen.

B. Historisches und Problemstellung

Die Luganer Linie hat bis heute in der geologischen Literatur sehr verschiedene Interpretationen erfahren. Die Deutungsversuche lassen sich in vier, hauptsächlich historisch bedingte Gruppen gliedern.

1. Deutung als Intrusivkontakt

Die Autoren des frühen 19. Jahrhunderts betrachteten die Intrusivgesteine der Alpen als jung und als die eigentlichen Motoren der Hebung und Faltung, entsprechend deuteten sie die Kontakte der Luganer Porphyre mit den mesozoischen Gesteinen als intrusiv (L. VON BUCH, 1827). Dolomite (VON BUCH) und aberrante Faziestypen (Lias von Arzo, MERIAN, 1854; STOPPANI, 1857) galten als Produkte der Metamorphose. Verschiedene Beobachtungen liessen jedoch berechtigte Zweifel an dieser Auffassung aufkommen; ihre scheinbaren Widersprüche liessen sich aber zunächst nicht lösen. So schreibt B. STUDER in seiner Geologie der Schweiz (1851, p. 473):

«Der schwarze Porphyrt ist offenbar jünger als das Kalkgebirge (diskordanter Kontakt im Tobel von Melano), und doch vermisst man in der Regel Kalkgerölle in seinen Tuffen und sichere Spuren von Einwirkung der Porphyre auf den Kalk. Der rote Porphyrt erscheint dagegen als die wahre und ältere Grundlage des Kalkgebirges (stratigraphische Überlagerung der Granoporphyre durch das Mesozoikum in der Valganna), und doch bildet er Gänge im schwarzen Porphyrt.»

2. Deutung als alpine Verwerfung

NEGRI und SPREAFICO (1869) erkannten als erste die Passivität der Luganer Eruptivgesteine während der Alpenfaltung und den Verwerfungscharakter der Luganer Linie, mindestens im Abschnitt nördlich Lugano («salto»). Den «Porphyraufbruch» erklärten sie durch tektonische Hebung. Gegenüber ihren klaren Vorstellungen bedeutet die Monographie von TARAMELLI (1880) einen Rückschritt. TARAMELLI spricht lediglich von einer Überlagerung der Porphyre durch Infralias. Die Kenntnis der Verwerfung nördlich Lugano ging in der Folge verloren, so dass STEINMANN (in SCHMIDT und STEINMANN, 1890) den Lias des M. Brè für Buchensteinschichten, normal über den tieferen Triasgliedern liegend, hielt. Für den südlichen Abschnitt von Caprino bis Mendrisio nimmt jedoch SCHMIDT in der gleichen Arbeit ein Absinken des Ostgebietes gegenüber dem Westgebiet an. Der genauere Verlauf von Cadro bis Mendrisio und das Ausmass der Störung ergab sich dann aus den ersten genaueren Aufnahmen von A. VON BISTRAM (1901, 1903b, Hauptverwerfung von Lugano) und E. REPOSSI (1902, «la grande frattura Pregassona-Arogno-Melano»).

Die Arbeit von A. FRAUENFELDER (1916) stellt auch für die Tektonik die erste grundlegende moderne Untersuchung dar. Wir finden in ihr präzise Angaben über den Verlauf der Luganer Linie sowie über den Innenbau der Generoso-Masse. Aus der Unmöglichkeit, Elemente westlich und östlich der Luganer Hauptverwerfung zu korrelieren, ergab sich, dass die Luganer Hauptverwerfung die älteste fassbare Struktur ist. Die vertikalen Bewegungen gingen zur Hauptsache den horizontalen voran. Für die Absenkung des Ostflügels der Luganer Hauptverwerfung nimmt FRAUENFELDER oberkretazisches Alter an. Er bringt diese Bewegung mit den Santonien-Konglomeraten von Sirone in Zusammenhang (p. 356/357). Als zweite bedeutende Struktur kartiert er eine Störung (Blattverschiebung von Alpe di Melano), längs welcher der nördliche Teil der Generoso-Masse nach Süden vorgeschoben beziehungsweise überschoben ist.

3. Deutung als alpine Überschiebung

Nachdem die Deckentheorie im ersten Viertel des 20. Jahrhunderts etwas Ordnung in die geometrischen Zusammenhänge der alpinen Baueinheiten gebracht hatte, schien die Rolle der Luganer Hauptverwerfung als N-S-verlaufender Störung im Bauplan der Alpen schwer verständlich. Ein alpiner Querbruch vom Ausmass der Luganer Hauptverwerfung schien bei gleichzeitiger Kompressionstektonik unmöglich. Es fehlt daher nicht an Versuchen, die Luganer Linie als N-S-verlaufender Ausbiss einer axial E-fallenden, N- oder S-gerichteten Überschiebung zu deuten. Wie bei der Erstellung der Sammelprofile durch den Deckenstapel der Zentral-Alpen, projizierte man die Strukturen des West-Gebietes im Sinne dieses axialen E-Fallens unter den Lias der Generoso-Masse. Leider lagen diesen Versuchen meist unzureichende Felduntersuchungen zugrunde, sie standen oft mit gesicherten Ergebnissen der früheren Autoren in offensichtlichem Widerspruch.

Der erste Versuch dieser Art geht auf D. J. DOEGLAS (1930) zurück. Nach seiner Ansicht sind die lombardischen Kieselkalke der Generoso-Masse gegen SW auf die permischen Vulkanite überschoben. DOEGLAS stützt seine Beweisführung hauptsächlich auf die Aufschlüsse östlich Melano. Dort springt der Lias des Kirchenhügels von Castelletto brusk nach Westen vor (vgl. Fig. 44 und 45). BISTRAM und SEITZ hatten dies auf einen Knick im Verlauf der Luganer Hauptverwerfung, FRAUENFELDER auf spätere NW-SE-verlaufende Querverschiebungen zurückgeführt. Im Tobel von Melano lässt sich die Überlagerung von Porphyriten durch Lias feststellen, nach DOEGLAS entspricht der Kontakt einer regionalen Überschiebung des Lias auf die Porphyre. Einer kritischen Betrachtung hält diese These jedoch nicht stand: 1. Der Lias, der den Kirchenhügel von Castelletto aufbaut, ist diluvial versackt (L. VONDERSCHMITT, 1937). 2. Erklärt eine Überschiebung von Lias auf Perm die tiefere Lage des Ostgebietes nicht, diese musste ja vor der Überschiebung noch ausgeprägter bestehen (J. J. DOZY, 1935c, p. 77; L. VONDERSCHMITT, 1940).

L. U. DE SITTER (1939a, b) modifiziert die Idee von DOEGLAS. Er betrachtet die von FRAUENFELDER kartierte «Blattverschiebung von Alpe di Melano», die er «Generoso-Überschiebung» («chevauchement du Generoso») nennt, als bezeichnende Struktur der Luganer Alpen. Diese Überschiebung soll aus dem Gebiet nördlich der Salvatore-Mulde respektive aus dem Untergrund des Porlezza-Armes des Luganersees stammen (DE SITTER, 1939a, fig. 37 und 38, pl. 2). Nördlich Arogno wäre sie durch eine N-S-verlaufende Verwerfung, welche gegen Norden rasch an Bedeutung gewinnt, zerhackt («faille de Lugano»). Westlich der Luganer Linie, im Gebiet der Morcote-Halbinsel und des M. S. Giorgio, soll die überschobene Masse durch Erosion fehlen. Der südliche Abschnitt der Luganer Linie stellt nach DE SITTER eine Unterschiebung der permischen Vulkanite unter den Lias der südlichen Generoso-Masse dar («sous-charriage de Rovio-Melano»). Abgesehen davon, dass sich westlich der Luganer Linie nie die geringsten Anzeichen grösserer Schubmassen gefunden haben, ergeben sich für die Unterschiebung von Melano beträchtliche Schwierigkeiten. Als geringfügige Abscherung der Lias-Decke der südlichen Generoso-Masse («nappe calcaire Melano-Bella Vista») wäre sie zwar noch einigermassen denkbar – DE SITTER schreibt von einer Schubweite von wenigen Hunderten von Metern. In diesem Fall müsste sie im Gebiet von Mendrisio bereits ausklingen: auf der tektonischen Karte von DE SITTER (pl. 1) durchschneidet sie weder den Sedimentmantel des M. S. Giorgio noch die Randflexur von Mendrisio. Dass aber durch eine geringfügige Abscherung die ganze Trias, welche am M. S. Giorgio eine Mächtigkeit von gegen 1000 m besitzt, durch Ausquetschung fehlen soll, ist ebenso unglaublich wie ihre vorherige Entfernung durch Erosion. Die Störung abtauchen zu lassen, wie es DE SITTER auf seinem generellen Profil (pl. 2) tut, steht in Widerspruch mit seiner Darstellung auf der tektonischen Karte (pl. 1, siehe oben).

Alle diese komplizierten Konstruktionen erübrigen sich, wenn man eine Absenkung des Ostgebietes vor den alpin tektonischen Ereignissen annimmt; eine Annahme, ohne die auch DE SITTER nicht auskommt, um die tiefere Lage des Ostgebietes zu erklären (1939a, p. 53/54).

Um dieser Schwierigkeit zu entgehen, dreht L. G. NANGERONI (1932, p. 78, fig. 11) den Spiess um. 1929 hatte J. VAN HOUTEN bei Arolo am Lago Maggiore eine der Luganer Linie parallele, analoge Störung noch grösseren Ausmasses entdeckt. Nach NANGERONI sollen die Westflügel beider Störungen auf die tieferliegenden Ostflügel überschoben sein. Dieser Auffassung widerspricht das generelle Einfallen der Luganer Linie gegen Osten.

R. STAUB (1949) hält die Luganer Linie ebenfalls für den Erosionsrand einer regionalen Überschiebung. Nach seiner Idee soll die ganze Generoso-Masse als selbständige Decke den «Porphyraufbruch» der Arbostora-

Scholle, den Salvatore-Zug sowie einen Teil des insubrischen Kristallins von Süden gegen Norden überfahren haben. Der heute sichtbaren Front entspräche die Grenze zwischen Mesozoikum und Kristallin entlang der M.-Grona-Linie oder mindestens die Nordgrenze der Rhät-Zone Val Solda-M. Galbiga. Die Salvatore-Synklinale des West-Gebietes verbindet er unter dieser Schubmasse durch mit den orobischen Mulden der Bergamasker Alpen, die «insubrische Antiklinale» des «Porphyraufbruchs» mit der orobischen Antiklinale. Eine dem Deckenschub folgende, die Überschiebungsfläche verbiegende Sockeltektonik soll den südvergente Innenbau der Generoso-Masse bewirkt haben. Auf alle Argumente, die STAUB zugunsten seiner revolutionären These ins Feld führt, können wir leider nicht eingehen; soweit es sich um Beobachtungen handelt, die unser Arbeitsgebiet betreffen, werden wir sie bei der tektonischen Detailbeschreibung besprechen. Ein grundsätzlicher Einwand möge an dieser Stelle genügen: Nach den sorgfältigen Untersuchungen von P. LEHNER ergibt sich klar, dass die Sedimente der Generoso-Masse das insubrische Kristallin normal-stratigraphisch überlagern, auch wenn dieser stratigraphische Zusammenhang an der M.-Grona-Linie oft gestört ist. Ebenso lässt sich keine tektonische Trennung zwischen Rhät und Hauptdolomit der Val Solda feststellen.

Wenig glücklich ist eine Kombination der Ideen von DE SITTER, STAUB und VONDERSCHMITT (s. unten), wie sie J. A. BURFORD (1951) durchführt. Er betrachtet die Generoso-Masse als von Norden nach Süden gestossene, auf ihrer Unterlage schwimmende Decke, deren Basis an der M.-Grona-Linie und an der Generoso-Überschiebung sichtbar sein soll. Im Westen soll diese Decke durch einen steilen Bruch (Luganer Linie) begrenzt sein. Für diese Deutung gelten die gleichen Einwände wie für die These von STAUB. Eine Allochthonie der Generoso-Masse gegenüber ihrer normal-stratigraphischen Unterlage kommt höchstens im Sinne lokaler Abscherungen in Frage.

4. Deutung als liasische, alpin reaktivierte Bruchzone

Die Idee einer liasischen Absenkung des Generoso-Beckens ist nicht neu. Sie wurde bereits 1903 von A. VON BISTRAM klar formuliert (1903b, p. 72): «Längs einer Linie, die im Verlauf der Verwerfung von Lugano entspricht, erfolgte im Lias die allmähliche Senkung des Generoso-Beckens.»

A. FRAUENFELDER (p. 333/334, pl. 4) und A. SENN (1924, p. 589/590, pl. 2) bringen die fazielle Differenzierung während Rhät und Unter-Lias mit einer weitgespannten Aufwölbung im Bereich der Luganer Schwelle in Zusammenhang. Bruchbildung setzt nach ihrer Meinung erst mit den alpinen Bewegungen ein, allerdings gingen dabei die vertikalen Bewegungen den horizontalen voran.

Nach L. VONDERSCHMITT (1940, 1953a, in KUHN-SCHNYDER und VONDERSCHMITT, 1953) wurde die Luganer Linie in rhätisch-liasischer Zeit angelegt. Die aberranten Lagerungsverhältnisse des Lias von Arzo sind durch synsedimentäre Bewegungen an der Luganer Linie parallel laufenden Bruchzonen bedingt. Die Frage, ob die Luganer Linie in jener Zeit bereits als Verwerfung vorgelegen habe, wird offengelassen.

Die Arbeit von P. LEHNER bringt uns eine genaue Analyse der Luganer Linie nördlich des Luganer Sees. LEHNER bestätigt die Ansichten von L. VONDERSCHMITT. Er betrachtet die Luganer Linie als liasische, flexurartige, steil E-fallende Störung («Beckenrand»), aus welcher sich in frühalpiner Zeit eine Verwerfung entwickelte, welche ihrerseits durch spätere Bewegungen verformt wurde. Neuerdings sprechen sich auch G. SOLLE (1960) und R. TRÜMPY (1960) für eine synsedimentäre Absenkung des Generoso-Beckens längs der Luganer Linie aus.

Unsere eigenen stratigraphischen Ergebnisse sowie die Untersuchungen von F. WIEDENMAYER im Bereich der Luganer Schwelle liefern uns folgende paläotektonische Voraussetzungen: Den grossen Faziesdifferenzen zwischen Luganer Schwelle und Generoso-Becken liegen tektonische Ursachen zugrunde. Während des Rhäts und des Unter-Lias wurde das Generoso-Becken gegenüber der Luganer Schwelle um mehrere tausend Meter abgesenkt. Aus den sprunghaft wechselnden Fazies- und Mächtigkeitsunterschieden ergibt sich, dass diese Absenkung an bestimmten Abschiebungszonen, welche ihrerseits durch Bruchzonen im kristallinen Sockel bestimmt wurden, vor sich ging. Im Bereich der Luganer Schwelle lässt sich das liasische Alter der Verwerfungen direkt nachweisen (L. VONDERSCHMITT, 1953; F. WIEDENMAYER). An der Luganer Linie selbst und im Generoso-Gebiet sind liasische Strukturen nicht direkt als solche nachweisbar, sondern müssen mit Hilfe von stratigraphischen und sedimentologischen Beobachtungen rekonstruiert werden. Die ungleich viel grösseren vertikalen Versetzungsbeträge lassen aber auch hier mit Sicherheit auf rhätisch-liasische Bruchzonen schliessen. Das gleiche gilt für die Störung von Arolo. Für den unteren Lias ergibt sich

damit ein Mosaik gekippter Blöcke, welche an steilen Abschiebungen beträchtlicher Sprunghöhe abgesenkt wurden (s. Fig. 18): das Bild einer mesozoischen Dehnungstektonik, wie sie auch andernorts in den Alpen abgeleitet wurde (R. TRÜMPY, 1960). Die bis ins Kristallin reichenden alten Abschiebungssysteme, die verschiedene Höhenlage der Schollen und die entsprechende fazielle Ausbildung von Rhät und Unter-Lias mussten sich während der alpinen Orogenese auswirken. Die rhätisch-liasischen Störungen wurden reaktiviert und verformt. Die verschiedenen Flügel der Störung von Arolo und der Luganer Linie nahmen entsprechend ihrem Baumaterial eine verschiedene strukturelle Entwicklung, ihre Strukturen interferieren miteinander (FRAUENFELDER, VONDERSCHMITT, LEHNER). Die alten Bruchsysteme werden damit zwangsläufig zu alpinen Transversalverschiebungen, an denen die verschiedenen Blöcke und ihre eventuell abgesicherten Sedimente horizontal und vertikal aneinander vorbei bewegt wurden. Bereits SCHMIDT, DOZY und VONDERSCHMITT haben solche Transversalbewegungen für die Luganer Linie angenommen. Im folgenden werden wir zeigen, inwieweit die beobachtbaren Verhältnisse mit diesem, als Arbeitshypothese entworfenen Schema übereinstimmen. Ausmass und zeitliche Anordnung der liasischen und alpinen Bewegungen versuchen wir im abschliessenden Kapitel zu bestimmen.

C. Tektonische Einzelbeschreibung

1. Luganer Linie

Unmittelbar nördlich des Luganersees trennt die Luganer Linie als beinahe senkrechtstehende, mehrfach geknickte und sich verzweigende Verwerfung südalpines Kristallin und Lias-Kieselkalk der Generoso-Masse. Nordwestlich des M. Boglia teilt sie sich in zwei grosse Äste. Kristallin und Generoso-Masse werden hier durch flachliegende, z. T. etwas versackte Schollen von Trias und unterstem Lias getrennt. Gegen Nordosten übernimmt die M.-Grona-Linie die Rolle der Luganer Linie. Sie bildet nördlich der E-W-Störung des Torrente Varrone als SW-NE- bis W-E-streichende, flexurartige Störung die Grenze der Sedimente gegen das Kristallin (P. LEHNER, 1952; geol. Atlas der Schweiz, Bl. Tesserete; vgl. auch Tafel I).

In unserem Arbeitsgebiet bilden die Salvatore-Mulde (Servino-Verrucano und Salvatore-Dolomit) und die permischen Vulkanite der Scholle des M. Arbostora die angrenzenden Strukturen des Gebietes westlich der Luganer Linie. Das Gebiet des M. La Sighignola und des M. Generoso wird ausschliesslich von den lombardischen Kieselkalken des unteren Lias aufgebaut, wenn man von geringeren Fetzen triadischer Gesteine, die an die tektonischen Linien gebunden sind, und von geringmächtigen jüngeren Gesteinen in der südlichen Generoso-Masse absieht.

a) Abschnitt Caprino-Arogno

Zwischen Caprino und Arogno verteilen sich Horizontal- und Vertikalbewegungen auf zahlreiche Störungen (Fig. 41). Es lassen sich jedoch zwei grosse Linien von Caprino bis Arogno verfolgen, welche eine 50 bis 500 m breite, stark gestörte Zone von Raiblerschichten und Hauptdolomit scharf von den Strukturen des West- und des Ost-Gebietes abgrenzen. Die westliche dieser beiden Störungen schneidet die Salvatore-Synklinale und die Arbostora-Scholle schief ab. Sie wurde von FRAUENFELDER und VONDERSCHMITT (in RICKENBACH, 1947) mit der eigentlichen Luganer Hauptverwerfung identifiziert; die östliche galt als nördliche Fortsetzung der Blattverschiebung von Alpe di Melano, welcher sie jedoch nur teilweise entspricht. Beide Störungen vereinigen sich südöstlich Arogno. Wir bezeichnen sie neutral als westlichen und östlichen Ast der Luganer Linie.

Beide Äste der Luganer Linie zeigen einen unregelmässigen Verlauf. Der westliche Ast ist zwischen S. Rocco und der unteren Valle di Caprino unter Moränen verborgen. In der Valle di Caprino trennt er ca. N 20°E-streichend Raiblerschichten von den plattigen, bituminösen oberladinisch-unterkarnischen Dolomiten, welche ihrerseits von der eigentlichen Salvatore-Synklinale durch eine weitere Störung getrennt sind (vgl. Fig. 41 und 42). Diese Störung vereinigt sich wahrscheinlich südwestlich Bozzem mit dem westlichen Ast der Luganer Linie. Die scharfe Ostgrenze der massigen Salvatore-Dolomite bezeichnet ihren weiteren, gemeinsamen Ver-

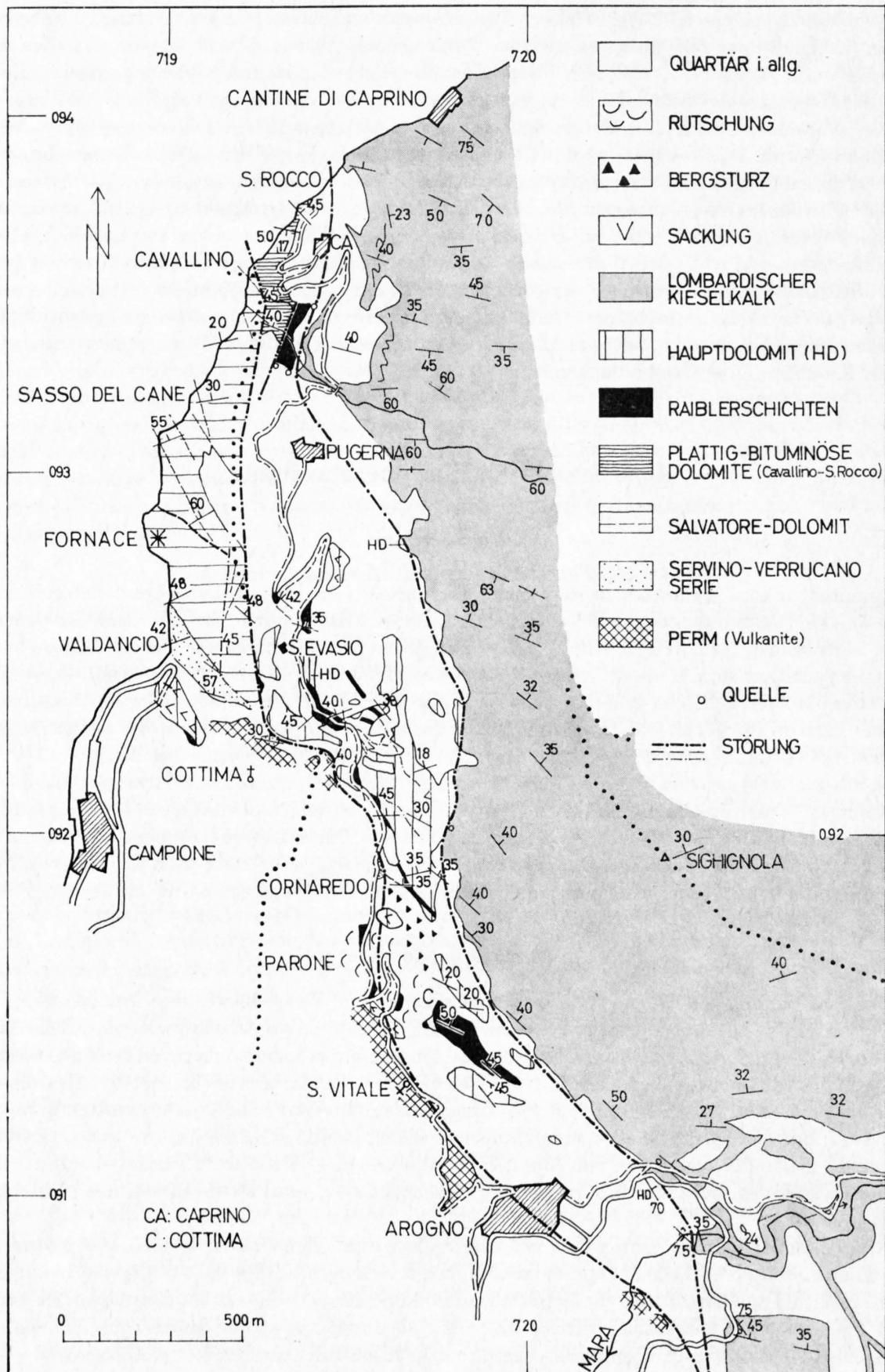


Fig. 41. Geologische Kartenskizze der Luganer Linie zwischen S. Rocco und Arogno, nach L. VONDERSCHMITT (in RICKENBACH, 1947), ergänzt

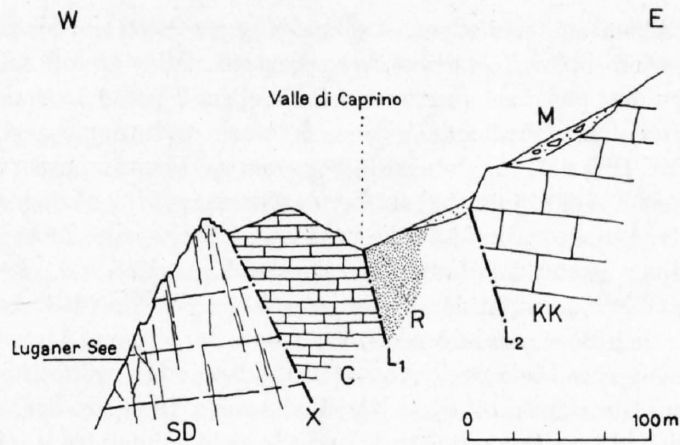


Fig. 42. Profil durch die Luganer Linie in der Valle di Caprino

SD = Salvatore-Dolomit, C = plattig-bituminöse Dolomite von Cavallino-S.Rocco, R = Raiblerschichten, KK = Lombardischer Kieselkalk, M = Moräne, L₁ = westlicher, L₂ = östlicher Ast der Luganer Linie

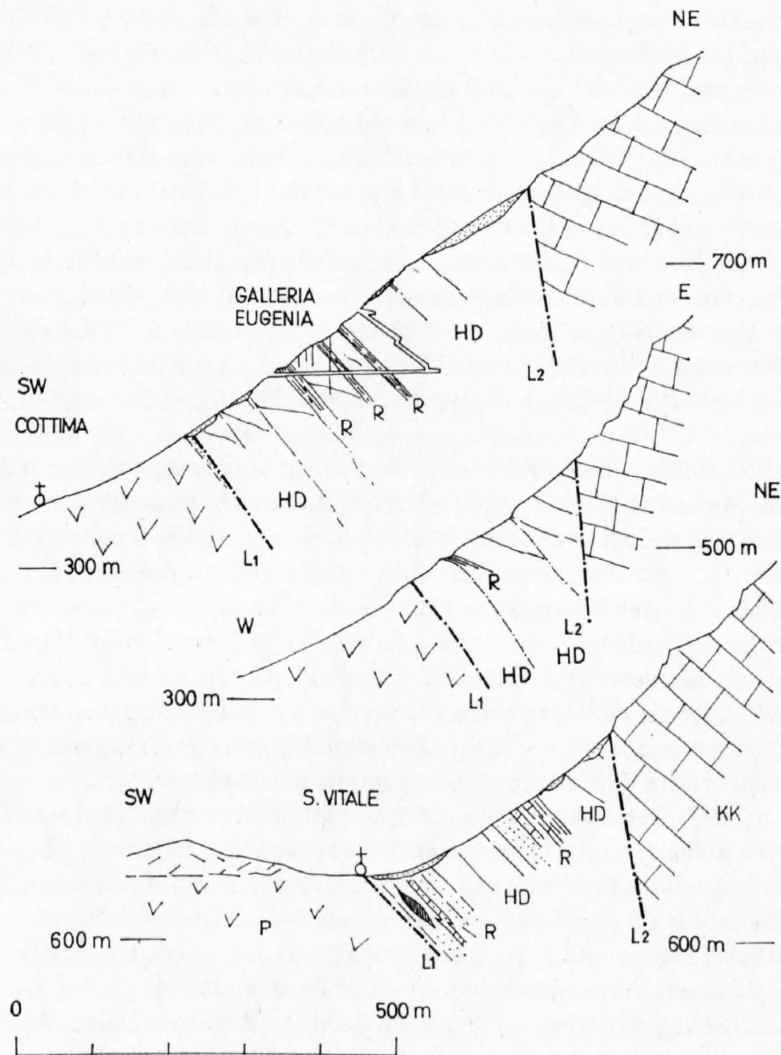


Fig. 43. Profile durch die Luganer Linie zwischen S. Evasio und Arogno, nach L. VONDERSCHMITT (in RICKENBACH, 1947), ergänzt

KK = Lombardischer Kieselkalk, HD = Hauptdolomit, R = Raiblerschichten, P = Permische Vulkanite. L₁ = westlicher, L₂ = östlicher Ast der Luganer Linie

lauf; die Bruchfläche steht hier senkrecht oder fällt sehr steil gegen Osten ein. SW S. Evasio, wo die Luganer Linie das Gebiet der Salvatore-Dolomite verlässt, biegt sie gegen Osten ab und folgt der Landesgrenze bis zum Grenzstein Nr. 8. Von dort steigt sie quer über den Hang zur Strasse Arogno-Pugerna empor, der sie bis in den Sattel von S. Vitale ungefähr folgt. Zwischen S. Evasio und Arogno zeigt sie wesentlich flacheres Einfallen: ca. 40–50° E-NE (Fig. 43). Bis Cornaredo begleiten sie Fetzen von Servino-Verrucano, so beim Grenzstein 8 und bei 719 600/091 900 unmittelbar über der Strasse; weiter südlich stossen Raiblerschichten und Hauptdolomit des Klemmpakets direkt an die permischen Porphyrite. Zwischen Parone und Cottima sind die Raiblerschichten verrutscht, der Hauptdolomit versackt. Zwischen S. Vitale und Arogno folgt der westliche Ast der Luganer Linie ungefähr der Achse des Tälchens, im Bachbett der Mara tritt er morphologisch klar hervor. Südöstlich Bossi vereinigen sich beide Äste der Luganer Linie wieder.

Der östliche Ast der Luganer Linie streicht als steil E-fallende bis senkrechte Störung, oft durch Gehängeschutt verborgen, am Fuss der mächtigen Kieselkalkwände durch. In der unteren Valle di Caprino trennt er Raiblerschichten und Lias-Dolomit (Fig. 41 und 42), zieht dann unter Moränen und Gehängeschutt verborgen in die Gegend von Casoreggio, wo er in der Runse oberhalb Gera auf ca. 640 m aufgeschlossen ist. Die Störung streicht hier in NW–SE-Richtung und fällt mit 50–60° gegen Nordosten. Horizontale Rutschharnische weisen auf transversale Bewegungen.

Östlich Pt. 754 und bei Pt. 702 lässt sich die Störung wiederum nachweisen. In diesem Abschnitt streicht sie annähernd N–S und fällt beinahe senkrecht gegen Osten ein (Fig. 43). Südlich Pt. 702 biegt sie im Streichen gegen Südosten ab. Bei Ca del Feree bezeichnen grosse Stauquellen ihren Verlauf. Südlich der Mara biegt sie wieder gegen Süden aus und vereinigt sich südlich Bossi mit dem westlichen Ast.

Das Paket zwischen den beiden Ästen der Luganer Linie ist sehr kompliziert gebaut. An seinem Aufbau beteiligen sich nur Gesteine der Trias. Den grössten Raum nehmen charakterlose, atypische Dolomite ein, wie sie im Salvatore-Dolomit, den Raiblerschichten und im Hauptdolomit auftreten. Datierbar sind sie nur im stratigraphischen Verband. Bunte Mergel, dolomitische Sandsteine, sandige Dolomite und Dolomitbreccien, helle kristalline Dolomite lassen sich mit Sicherheit den Raiblerschichten zuweisen; die basalen Partien des Hauptdolomits sind durch Einlagerungen bituminöser Tonschiefer charakterisiert. Da der stratigraphische Verband meist stark gestört ist, sind die stratigraphischen Anhaltspunkte zur Auflösung der Tektonik gering. Erschwerend treten zahlreiche Sackungen und Rutschungen der bereits tektonisch stark zerrütteten Gesteine hinzu. Einzig immer wieder auftretende Züge typischer Raiblerschichten ergeben das tektonische Leitmotiv.

Nördlich von S. Evasio sind die Aufschlüsse spärlich. Nur an wenigen Stellen treten Raiblerschichten unter einer mächtigen Decke von Moränen und Gehängeschutt zutage, so in der unteren Valle di Caprino und an der Strasse nördlich S. Evasio. Der Hauptdolomit ob Pian Dofin ist wahrscheinlich versackt.

Besseren Einblick in die Struktur des Klemmpaketes erhält man zwischen S. Evasio und Cornaredo. Es hat hier die Form eines sich nach unten verengenden Keils (Fig. 43). Die Dolomite der Trias fallen im allgemeinen mit 30–50° gegen Norden bis Nordosten ein. Wie die Stollenprofile der Mine S. Evasio, welche eine dreifache Repetition von Raiblerschichten und Hauptdolomit durchfahren hat, zeigen, ist die Konkordanz der Serie nur vorgetäuscht: die massigen Dolomite werden durch verschiedene, sich gegenseitig ablösende Züge von Raiblerschichten in Schuppen zerlegt (L. VONDERSCHMITT in E. RICKENBACH, 1947, Fig. 17, 23). Diese allgemeine Struktur wird durch unsere Feldaufnahmen vollauf bestätigt.

Verschuppung und Zerschierung sind überall sehr intensiv und ergeben lokal ein völlig chaotisches Bild. Die massigen Dolomite sind zerbrochen und von einem Netzwerk unregelmässiger Scherflächen durchzogen, die Bitumina der Basis des Hauptdolomits und der Raiblerschichten wurden teilweise mobilisiert (VONDERSCHMITT in RICKENBACH, Fig. 18 und 19). Die eingeschuppten Raibler-Zonen lassen sich nirgends weit verfolgen, sie keilen seitlich aus oder setzen an Querstörungen ab. Sie stehen mit den umgebenden Dolomiten nirgends in stratigraphischem Verband, sondern sind mit ihnen und in sich selbst intensiv verschuppt und zerknetet (siehe z. B. R. STAUB, 1949, Fig. 4¹). Zuweilen finden sich in ihnen grosse Blöcke massiger Dolomite,

¹) R. STAUB betrachtet diese Knetzone in den Raibler-Schichten als Beweis für den Überschiebungscharakter der Luganer Linie. Wir können diese Auffassung nicht teilen. Ebenso ist seine Profilskizze Fig. 5 unrichtig, worauf bereits L. VONDERSCHMITT (KUHN-SCHNYDER und VONDERSCHMITT, 1953, p. 232) hingewiesen hat (vgl. dazu unsere Fig. 43 und Fig. 17 in RICKENBACH).

welche in den Raibler-Mergeln gedreht wurden, der Gesteinsverband hat in solchen Zonen den Charakter einer riesigen tektonischen Breccie (z. B. an der Strasse wenig NW der Mine S. Evasio).

Gegen SE erweitert sich der Keil des Klemmpaketes etwas, entsprechend ist die Durchbewegung und besonders die Ausquetschung der Raiblerschichten weniger stark. Im Querschnitt von S. Vitale (Fig. 43) finden sich zwei mächtige Schuppen von Dolomit getrennt durch ein ungefähr 100 m mächtiges Band von Raiblerschichten. Vermutlich findet sich eine weitere Schuppe von Raiblerschichten zwischen den unteren Dolomiten und dem permischen Porphyrit, sie würde die Verlängerung der Gips-führenden Raiblerschichten im Kessel der Mara bilden. Auch in diesem Abschnitt ist die Sequenz Dolomit-Raibler-Dolomit keine stratigraphische, sondern durch Verschuppung entstanden: im Steinbruch von Cottima findet sich ein mächtiger Keil massigen Dolomits, welcher in die Raiblerschichten eingeschuppt wurde.

Gegen Südosten, im Bachbett der Mara, finden sich nur noch unbedeutende Aufschlüsse von Hauptdolomit, die Gips-führenden Raiblerschichten des Kessels der Mara sind längst nicht mehr aufgeschlossen.

b) Abschnitt Arogno-Mendrisio

Zwischen der Val Mara und Mendrisio besteht die Luganer Linie im wesentlichen aus einer einzigen Störung, welche nur von sehr geringmächtigen, unzusammenhängenden Fetzen von Trias begleitet wird. Ihr regelmässiges steiles Ostfallen ergibt sich bereits aus ihrem Verlauf im Gelände, welcher in den Tälern deutlich nach Osten zurückweicht. Ihr Streichen verläuft in allgemein nord-südlicher Richtung, in leicht konkavem Bogen um die Vulkanitmasse der Arbostora-Scholle.

Südlich Bossi, am Weg von Pt. 729 nach Piagno nähern sich lombardischer Kieselkalk und permischer Quarzporphyr auf weniger als hundert Meter. An das Klemmpaket der Trias-Zone Arogno-Caprino erinnert hier nur ein kleiner Aufschluss von Hauptdolomit. Weiter S verhindert die riesige Schuttmasse unterhalb Albagnoni jede weitere Beobachtung. In diesem Abschnitt zweigt die Generoso-Überschiebung von der Luganer-Linie ab. In der Valle di Lembro ist die Luganer Linie selbst aufgeschlossen (Fig. 48/1), die Störung fällt hier mit ca. 65° gegen Osten. Die permischen Porphyrite sind am Kontakt zertrümmert und in eine tektonische Breccie verwandelt. Zwischen Luganer Linie und Generoso-Überschiebung ist ein tektonisch stark beanspruchtes Paket von Raiblerschichten und Hauptdolomit eingeschaltet, welches sich gegen SE fortsetzt. Es handelt sich um ein Schubpaket an der Basis der Generoso-Überschiebung. Weiter gegen S bis nach Mendrisio bilden die lombardischen Kieselkalke der südlichen Generoso-Masse den E-Flügel der Luganer Linie. Diese streicht zunächst unter Moränen und Gehängeschutt über Bogo in das Tälchen zwischen Dossi und dem M. S. Agata. Zwischen Cerro und dem Wasserfall der Sovaglia bilden die Kieselkalke eine deutliche morphologische Steilkante, welche dem Verlauf der Störung entspricht und über der NE Lunghi Schubfetzen von Haupt-Dolomit (Quote 820 m) und Broccatello (790 m) auftreten.

S der Sovaglia wird die Luganer Linie durch Sackungen (Kieselkalk von Pt. 611 und Pt. 562), welche leichte Knickungen der Linie vortäuschen (FRAUENDORFER, p. 343) und Gehängeschutt verdeckt. Wiederum aufgeschlossen ist sie im Viganale-Tobel E von Melano. Die Bedeutung dieser Aufschlüsse geht aus der historischen Übersicht hervor. Sie wurden bereits von L. VONDERSCHMITT (1937) erschöpfend behandelt, so dass wir uns hier auf eine kurze Übersicht und wenige Ergänzungen beschränken können (Fig. 44 und 45).

Den östlichen Abschluss des Tobels bildet eine gegen 200 m hohe Wand verfalteter Kieselkalke. Diese stossen am Fuss der Wand mit einer 50–60° E-fallenden Störung an ausgewalzte Triassedimente. N des Viganale finden sich bituminöse, feinschiefrige Kalke (? Raibler, Meride-Kalke), wie sie auch an der Luganer Linie in der Valle di Lembro auftreten, und Hauptdolomit. Auf der S-Seite überlagern ungefähr 20 m stark ausgewalzter, bunter, Gips-führender Mergel der Raiblerschichten die permischen Porphyrite; zwischen Raiblerschichten und Kieselkalk sind 2–3 m von Hauptdolomit eingeschaltet, welcher sich am Fuss der Liaswand bis auf Quote 400 verfolgen lässt. Höher hinauf verschwindet die Luganer Linie unter Moränen und Gehängeschutt. Der Kirchhügel von Castelletto selbst ist wiederum von lombardischem Kieselkalk aufgebaut. An ihrem Kontakt mit den liegenden Porphyriten konnte L. VONDERSCHMITT ausser verrutschten Raibler-Mergeln eingeklemmte Moräne nachweisen. Ausserdem zeigen Lagerungsverhältnisse und die tiefgreifende Lockerung und Zerrüttung der Liasmasse, dass es sich um eine Sackung handelt. Noch intensivere Zerrüttung kennzeichnet das Schichtpaket, das östlich der Sackung, zwischen der Kirche von Castelletto und dem

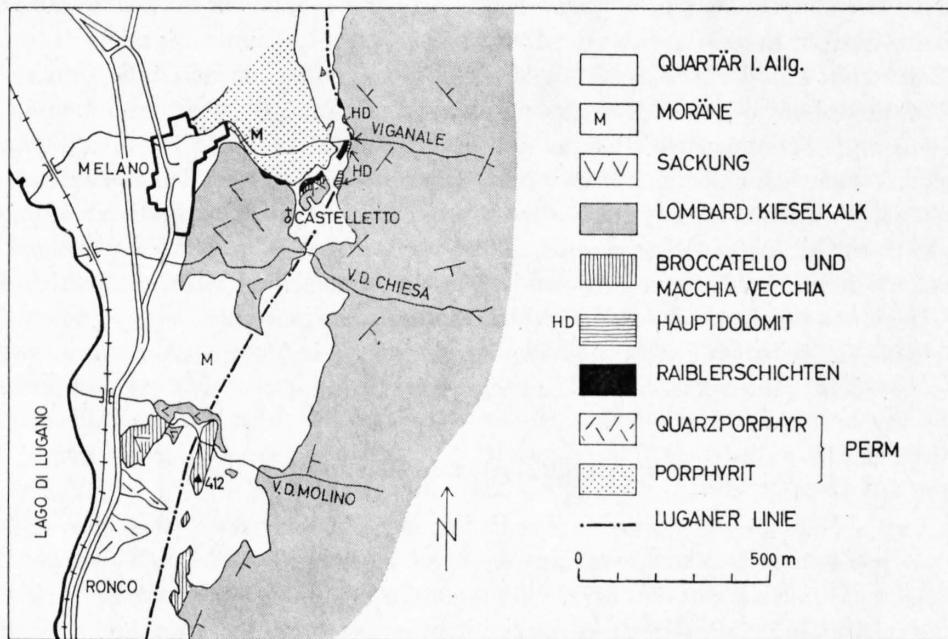


Fig. 44. Geologische Kartenskizze der Umgebung von Melano

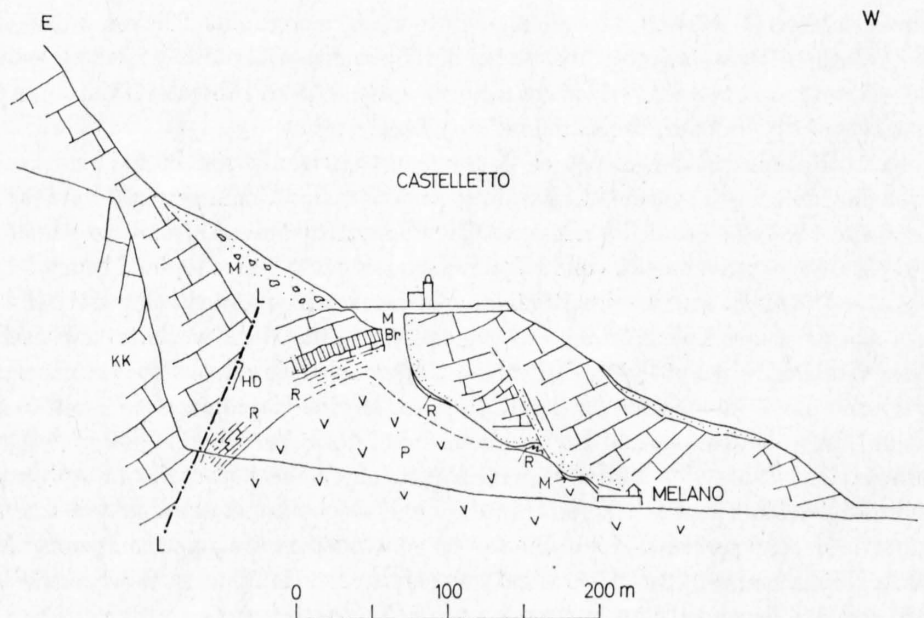


Fig. 45. Profil durch die Sackung von Castelletto,
nach L. VONDERSCHMITT (1937), ergänzt

P = Porphyrite mit Gängen von Quarzporphyr, R = Raiblerschichten, HD = Hauptdolomit, Br = Broccatello,
KK = Kieselkalk, M = Moräne, L = Luganer Linie

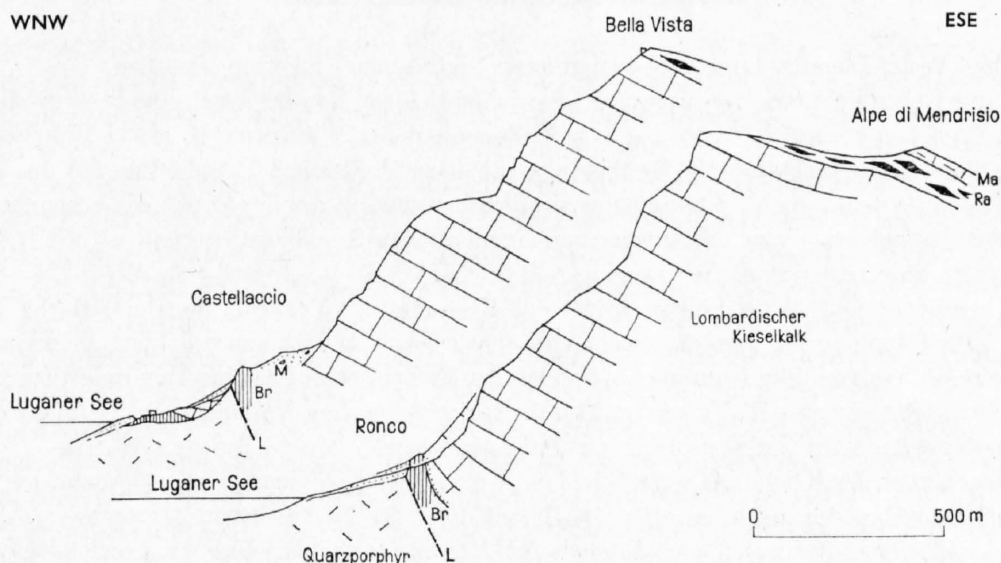


Fig. 46. Profile durch die Luganer Linie zwischen Melano und Capolago

Br = Broccatello und Macchia vecchia, M = Moräne, L = Luganer Linie, Ma = Maiolica, Ra = Radiolarit

Wasserfall des Viganale ansteht. Es besteht aus typischen Raiblerschichten, etwas Dolomit (? Hauptdolomit), Broccatello und Kieselkalk. Da der Hauptdolomit der Luganer Linie weit hinter diesen Kieselkalk hinaufreicht, lässt sich auch hier aus den Lagerungsverhältnissen und der Zerrüttung auf eine Sackung schließen.

Gegen S reicht die Sackungsmasse von Castelletto bis in die unterste Val del Molino (Fig. 44 und 46). In ihrem Liegenden treten in der Val della Chiesa auf 370 m wiederum glaciäre Lehme mit geschrämmten Lias- und Triasbrocken auf. Eine genaue Abgrenzung der Sackungsmasse ist S Castelletto infolge der dicken Decke von Moräne und Gehängeschutt nicht möglich. In der untersten Val del Molino findet sich versackter Kieselkalk noch auf beiden Seiten des Baches von 300–350 m. Die Luganer Linie streicht hier zwischen dem steilgestellten Broccatello von Castellaccio und dem permischen Quarzporphyr nördlich Ronco durch. Macchia vecchia und Broccatello an der Strasse und im aufgelassenen Steinbruch westlich unter Castellaccio (720 000/085 950) halten wir für versackt. Der Broccatello der Rippe von Castellaccio hingegen steht gegen S mit dem Kieselkalk der Generoso-Masse in Zusammenhang, dessen Liegendes er bildet. Die stratigraphische Überlagerung ist im Tobel ob Ronco nur schwach überprägt (vgl. p. 26/27).

Südlich Capolago streicht die Luganer Linie ins Tal des Laveggio aus und verschwindet unter pleistocänen Ablagerungen und Alluvionen. Die spärlichen Hauptdolomit-Aufschlüsse an der Generoso-Bahn und ob Vignoo gehören zur Generoso-Masse. Die Kontakte mit den überlagernden Kieselkalen sind allerdings tektonisch verwischt. Da sich diese Aufschlüsse ungefähr auf der gleichen Höhe wie der Hauptdolomit E Tremona befinden, nahm FRAUENFELDER an, dass die Luganer Linie bereits wenig S Capolago ausklingen müsse. Betrachtet man jedoch die Oberkante des unteren Lias, so ergibt sich, dass der E-Flügel der Luganer Linie gegenüber dem Westflügel an dieser Stelle alpin herausgehoben ist. Nicht mehr betroffen scheint die südalpine Molasse: die alpinen Bewegungen an der Luganer Linie sind älter als sie, oder klingen vorher aus: der liasische Beckenrand verschwindet unter ihr, offenbar ohne bedeutende Reaktivierung in spätalpinen Zeit.

2. Gebiet westlich der Luganer Linie

Das Gebiet W der Luganer Linie lässt drei grössere tektonische Einheiten erkennen:

1. Im N das Kristallin des Seengebirges («Massiccio dei Laghi»). Es wird durch eine hercynische, schräg zum alpinen Streichen verlaufende Störung in zwei Zonen geteilt (M. REINHARD, 1953). Die Gesteine der Ceneri-Zone, meso- bis katametamorphe Gesteine verschiedener Herkunft, bilden die Berge W des Vedeggio-Tales. Teils lassen sie deutlich eine präalpine, vermutlich hercynische Schlingentektonik erkennen, welche, besonders im südöstlich gelegenen Malcantone, von einem alpinen Schollenbau zerteilt wird (Taf. I). Dieser Schollenbau wird durch die permischen Erosionsrelikte von Arosio-Mugena und die Perm-Trias-Keile des Tresa-Tales besonders deutlich. N Lugano bildet das Kristallin der Val-Colla-Zone eine flache Tafel von Paragneissen, Phylliten und Phylloniten, welche von einer Decke von Orthogneiss (Gneiss chiaro) überlagert werden. Gegen W tauchen diese Gesteine im Bereich der hercynischen Caslano-Taverne-Störung steil ab (vgl. REINHARD, 1964, Erl. zu Bl. Tesserete, Taf. I). In der westlichen Verlängerung der M.-Grona-Linie biegen die Gesteine der Val-Colla-Zone nach N auf und streichen steil in die Luft aus.

2. Die Begrenzung des Kristallins gegen S bildet die Salvatore-Synklinale, eine sehr komplexe, von zahlreichen Längs- und Querstörungen betroffene Sediment-Zone. Sie lässt sich von Campione im E über den M. S. Salvatore, den Trias-Keil von Cásoro durch die Val Marchirolo nach der Val Cuvia verfolgen, wo sie sich gegen W stark erweitert. Gegenüber ihrer Umrandung, dem Kristallin im N und der Arbostora-Scholle im S, erscheint die Salvatore-Zone zwischen steilen Aufschiebungen tief versenkt. Weiter im W, wo sie sich in der Val Cuvia erweitert, treten flexurartige Störungen an Stelle der Aufschiebungen. W des Luganersees lassen sich zwei Teilmulden erkennen, deren nördliche auf die südliche überschoben ist (P. LEUZINGER, 1926, Taf. I; M. GOVI, 1960). Die südliche Teilmulde setzt sich gegen E über den See in den Trias-Keil von Cásoro fort, der im N durch eine steile Aufschiebung des Kristallins abgeschnitten wird. Weiter gegen E wird die Salvatore-Zone im Gebiet des Pian Scairolo und bei Carabbia von starken Querstörungen betroffen. Am M. S. Salvatore lassen sich keine verschiedenen Teilmulden erkennen. Es liegt eine einheitliche, axial stark nach W fallende Synklinale vor, welche im N von einer steilen Aufschiebung des Kristallins, im S von mehreren Aufschiebungen begrenzt wird (P. LEHNER, 1952, Fig. 14 und 15).

3. Als Arbostora-Scholle bezeichnen wir die breite Aufwölbung permischer Vulkanite, welche sich S an die Salvatore-Synklinale anschliesst. In ihrem Kern kommt verschiedentlich das Kristallin zum Vorschein. Die normale sedimentäre Umhüllung des «Porphyraufbruchs» bilden die flach S-fallenden Sedimentplatten des M. S. Giorgio und des M. Campo dei Fiori, denen im S einige, sich seitlich ablösende Antiklinalen und Synklinalen vorgelagert sind. Der N-Rand der Arbostora-Scholle wird von einer oder mehreren steilen Aufschiebungen gebildet.

Die Arbostora-Scholle und ihr Sedimentmantel werden in verschiedenen Richtungen von zahlreichen Brüchen durchsetzt. In der südlichen Abdachung der Scholle, treten zahlreiche N-S- bis NNE-SSW-streichende Verwerfungen auf, welche sich in den tieferen Horizonten der Trias leicht fassen lassen und im Gebiet von Serpiano und Besano bereits FRAUENFELDER (1916, pl. 7) und SENN (1924, Taf. XX) bekannt waren. Sie durchschneiden jedoch die liegenden Vulkanite und den ganzen Sedimentmantel. Innerhalb der tief verwitterten Vulkanite ist ihr Verlauf oft nicht feststellbar, in den hangenden Sedimenten treten sie jedoch morphologisch meist in Erscheinung. Wahrscheinlich wird auch ein Teil der Fazieswechsel im Ladinien, welche SENN aus dem Gebiet W Besano beschreibt, durch solche Verwerfungen vorgetäuscht. Ein Teil dieser Brüche lässt sich mit den Mächtigkeits- und Fazieswechseln an der Trias-Jura-Grenze in unmittelbaren Zusammenhang bringen. So setzt sich der Val Porina-Bruch FRAUENFELDERS in den Bruch N Arzo fort, welcher die Faziesgrenze zwischen Broccatello und epiklastischen Kalkareniten (Typus Saltrio) bildet (F. WIEDENMAYER, vgl. unsere Tafel I). Sprunghafte Mächtigkeits- und Fazieswechsel im Rhät sind ferner mit den Bruchzonen N Viggiù verknüpft (freundliche Mitteilung von F. WIEDENMAYER, unpubliziert). Stellenweise wurden diese rhätisch-liasischen Bruchzonen alpin reaktiviert und überprägt.

Im Gebiet der Morcote-Halbinsel und zwischen Arogno und Rovio lassen die Aufnahmen von M. REINHARD und A. SPICHER (Geol. Atlas, Bl. Lugano) zahlreiche E-W-streichende Bruchzonen erkennen, welche auch morphologisch deutlich erkennbar sind (Taf. I). Sie ergeben zusammen mit den Störungen am S-Rand der Salvatore-Synklinale ein kompliziertes Schollenmosaik.

Die Salvatore-Synklinale N Campione

Die Salvatore-Synklinale erweist sich östlich des Luganersees als sehr einfach gebautes Element (Fig. 41 und 47). Sie besteht hier einzig aus einem 40–50° N-fallenden S-Schenkel, der sich bis Cavallino allmählich flach legt. Ein N-Schenkel ist nicht vorhanden. Die Achse der Synklinale streicht etwa N 75° E und fällt flach gegen W.

Ähnlich wie am M. S. Salvatore wird die südliche Begrenzung der Synklinale auch bei Campione durch eine oder sogar mehrere Störungen gebildet. So zieht die Linie von Ciona, welche die Dolomite des M.S. Salvatore im S begrenzt, über den See in eine Mylonitzone, welche die Porphyrite zwischen Scirè und Cavernago durchsetzt. N dieser Linie sind die Aufschlüsse sehr unvollständig. Die Kontakte zwischen Servino-Verrucano-Serie und den Porphyriten sind nirgends aufgeschlossen, so dass sich nicht entscheiden lässt, ob sich eine weitere Störung einschaltet. Es scheint jedoch wahrscheinlicher, dass die Porphyrite hier, ähnlich wie N Ciona (LEHNER, Fig. 15), das Liegende der ungefähr 45° N-fallenden Sedimente bildet.

Nach VON BISTRAM, DOEGLAS, DE SITTER und STAUB sind die Verhältnisse bei Campione jedoch wesentlich komplizierter. In ihren Darstellungen schiebt sich zwischen die permischen Porphyrite und die Servino-Verrucano-Serie ein Keil von Salvatore-Dolomit ein. Nach FRAUENFELDER (1916, p. 316) und VONDERSCHMITT (in RICKENBACH, 1947) ist dieser Dolomitklotz, der sich unmittelbar nördlich über Campione erhebt, diluvial versackt. Dazu lässt sich folgendes bemerken: die Porphyrite greifen nördlich von Cottima um den Dolomitklotz herum und schieben sich so deutlich zwischen ihn und die Servino-Verrucano-Serie (Fig. 41). Diese Porphyrite stehen am Weg von Cottima nach Pt. 390 und im Gebüsch darüber allenthalben an. Nach freundlicher Mitteilung von Prof. L. VONDERSCHMITT begrenzen sie den Dolomitklotz auch im NW, sind aber heute nicht mehr sichtbar (vgl. VONDERSCHMITT in RICKENBACH, 1947, Fig. 16a). An der SW-Flanke des Dolomits waren 1962 an seiner Basis auf ungefähr 340–350 m in einem temporären Aufschluss stark beanspruchte Raiblerschichten aufgeschlossen. Nach den Lagerungsverhältnissen erscheint nun eine Einschuppung von Dolomit und Raiblerschichten in die Porphyrite sehr unwahrscheinlich. Vielmehr liegt der Dolomit den ihn allseitig umgebenden Porphyriten auf. Wir betrachten ihn deshalb als versackten Hauptdolomit, welcher mit den Raiblerschichten aus der Raibler-Hauptdolomit-Zone zwischen den beiden Ästen der Luganer Linie stammt. SE von S. Evasio finden sich in dieser Zone Andeutungen einer Ausbruchsnische.

So einfach sich die Salvatore-Synklinale im grossen erweist, so macht sich doch im kleineren Bereich oft eine sehr intensive Zerklüftung, Zerschierung und Zertrümmerung bemerkbar, besonders im Abschnitt zwischen Fornaci, Sasso del Cane und Cavallino sowie in der Nähe der Luganer Linie. Zwischen Fornaci und Sasso del Cane treten zahlreiche subvertikale Kluftsysteme auf, welche spitzwinklig zur Luganer Linie verlaufen und ca. N 10–20° W streichen.

Unmittelbar E Pt. 390 tritt eine kleinere tektonische Komplikation auf. Massiger Salvatore-Dolomit ist dort an einer ungefähr N–S-verlaufenden Transversalverschiebung gegen S auf die Servino-Verrucano-Serie geschoben worden (Fig. 41 und 47). Die Bewegung erfolgte parallel und gleichsinnig den Transversalbewegungen an der Luganer Linie.

Einfacher Baustil kennzeichnet auch die plattig-bituminösen Dolomite der untersten Valle di Caprino. Sie sind in einfache, E–W-streichende Falten gelegt. Von der eigentlichen Salvatore-Synklinale sind sie durch eine Parallelstörung der Luganer Linie getrennt. Diese Störung ist auf der Südseite der untersten Valle di Caprino gut aufgeschlossen, sie streicht N 15° W und fällt mit ca. 65° gegen E ein (Fig. 42). Der ruhige Baustil unterscheidet die Zone der plattigbituminösen Dolomite deutlich von der chaotisch gebauten Raibler-Hauptdolomit-Zone, von der sie durch den westlichen Ast der Luganer Linie getrennt ist.

3. Das Gebiet östlich der Luganer Linie: Die Generoso-Masse

Weitaus der grösste Teil der gesamten Generoso-Masse wird von den lombardischen Kieselkalken aufgebaut, deren stratigraphische Eintönigkeit, verbunden mit der Weitläufigkeit des Gebiets und den unübersichtlichen Aufschlussverhältnissen die tektonische Analyse oft erschwert. Entsprechend liegen moderne tektonische Untersuchungen einzig vom Westrand der Generoso-Masse vor: nördlich des Luganersees die

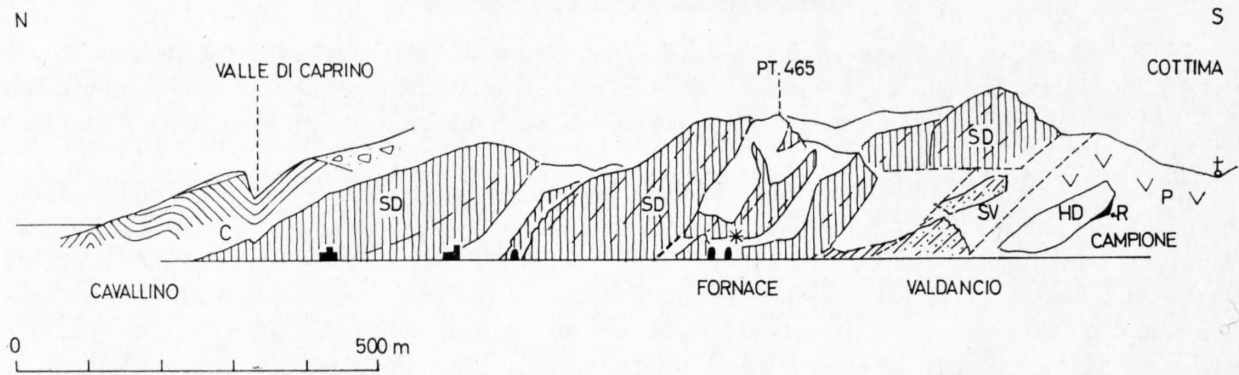


Fig. 47. Schematische Ansicht der Salvatore-Synklinale von W (Parallelprojektion)

P = Perm, SV = Servino-Verrucano-Serie, SD = Salvatore-Dolomit, C = plattig-bituminöse Dolomite von Cavallino-S. Rocco, R = Raiblerschichten (versackt), HD = Hauptdolomit (versackt)

Untersuchungen von P. LEHNER (1952), im südlichen Teil standen uns die unpublizierten Aufnahmen von L. VONDERSCHMITT auf Blatt Mendrisio zur Verfügung (L. VONDERSCHMITT, 1940; KUHN-SCHNYDER und VONDERSCHMITT, 1953). Für unser eigenes Arbeitsgebiet bildet die Arbeit von A. FRAUENFELDER (1916) eine noch heute wertvolle Grundlage. Ihr gegenüber ergeben sich vor allem wesentliche Vereinfachungen, da FRAUENFELDER um mit einer Liasmächtigkeit von 1000 m auszukommen, zahlreiche tektonische Komplikationen zu Hilfe nahm, um diese riesigen Liasmassen zu erklären. Die Mächtigkeiten sind jedoch stratigraphisch bedingt, so dass sich ein grosser Teil dieser Komplikationen erübrigt. Die Tektonik der Alta Brianza ist nur in den grössten Zügen bekannt. Wertvolle Angaben liefern uns da die sorgfältigen Beobachtungen von E. REPOSSI (1926–1929), die leider nur von Profilen in sehr kleinem Masstab und keiner entsprechenden Karte begleitet werden¹⁾, ferner die Arbeit von H. RASSMUSS (1912) über die südöstliche Alta Brianza. Über die Zusammenhänge zwischen Alta Brianza und westlicher Generoso-Masse sind wir weitgehend auf Interpolationen angewiesen.

Während im Gebiet der Alta Brianza E–W-streichende Falten und Überschiebungen vorherrschen, lassen sich in der westlichen Generoso-Masse verschieden gerichtete Strukturen unterscheiden (vgl. Tafel I). In ihrem nördlichen Teil, den wir kurz als nördliche Generoso-Masse bezeichnen, streichen die Faltenachsen in WNW–ESE- bis W–E-Richtung und fallen mit 10–25° gegen NW. Es sind meist knieförmig, nach S überkippte Falten, mit relativ flachen Nord- und steilen bis überkippten Südschenkeln. Im Gebiet der Val Solda steigen die Falten treppenförmig gegen die M. Gröna-Linie hin an. Die lithologisch stark verschiedenen Zonen von Kieselkalk, Rhät und Hauptdolomit zeigen hier jede einen eigenen Falten- und Überschiebungstyp, der jedoch von einem gemeinsamen Grundplan wenig abweicht (P. LEHNER, p. 133, Tafel VII). Die südlichste der Falten der nördlichen Generoso-Masse, die Generoso-Antiklinale, ist an einer bedeutenden Überschiebung (Generoso-Überschiebung), mit einer breiten, charakteristisch verformten Stirnpartie auf die südliche Generoso-Masse überschoben²⁾. Diese Überschiebung lässt sich von der Valle di Lembro NE Rovio über Alpe di Melano–Bella Vista–Alpe di Salorino nach Balduana verfolgen. Zwischen Balduana und Schignano scheinen Blattverschiebungen eine Rolle zu spielen, längs welchen die Generoso-Antiklinale vorgeschoben und überschoben wurde. Zwischen Schignano und Argegno klingen die Überschiebungen aus. Die Generoso-Antiklinale (Antiklinale von Argegno) steht hier mit der südlichen Generoso-Masse in Zusammenhang.

Die südliche Generoso-Masse hat W des Comersees den Charakter einer flach gewellten Tafel, deren Faltenachsen NNE–SSE streichen. Zwischen Sasso Gordona und M. Bisbino scheinen diese in das

¹⁾ Blatt Como der Carta geologica d'Italia, deren Unterlage die Aufnahmen REPOSSIS bilden, gibt keinerlei Aufschluss über die Tektonik. Leider sind viele tektonische Einzelheiten, die REPOSSI bekannt waren (Überschiebungen, Brüche usw.), nicht in die Karte, die erst nach seinem Tode erschien, aufgenommen worden.

²⁾ Blatt Como der Carta geologica d'Italia gibt an ihrer Stelle zwei Überschiebungen an.

E-W-Streichen der Alta Brianza abzuschwenken. Im S werden die NNE-SSW-streichenden Falten durch eine NW-SE-streichende Randflexur abgebogen, unter der Generoso-Überschiebung zu einer nach SW geöffneten Synklinale (S.-Agata-Synklinale) aufgestellt. Sie lassen sich im Verlauf der Randflexur und der S.-Agata-Synklinale jedoch deutlich erkennen.

a) Die nördliche Generoso-Masse

In der nördlichen Generoso-Masse lassen sich von Norden nach Süden folgende tektonische Elemente unterscheiden (s. Taf. 1):

M.-Grona-Linie	
Hauptdolomit-Zone der nördlichen Val Solda	
Rhät-Zone der Val Solda	= Rhät-Zone von Bene
Synklinale des M. Boglia	Synklinale des M. Cecci
Cassone-Antiklinale	
Synklinale des M. Brè	
Scaria-Antiklinale =	
Synklinale von A di Pugerna	Flexur von Sala
Generoso-Antiklinale	Antiklinale von Argegno
Stirnpartie der Generoso-Antiklinale	
Generoso-Überschiebung	

Die Strukturen N des Seearms von Porlezza wurden von P. LEHNER beschrieben.

Die Synklinale des M. Cecci

Das nördlichste tektonische Element S des Quertals von Porlezza bildet die Synklinale des M. Cecci. Sie besteht fast vollständig aus hornsteinarmen Kieselkalken des tieferen Unter-Lias; darüber folgende Hornstein-reiche Partien treten einzig in ihrem Scheitel am M. Cecci auf. In unserem Arbeitsgebiet ist sie sehr einfach gebaut: sie besteht aus zwei symmetrischen Schenkeln, welche mit 20–45° gegeneinander einfallen. In beiden Schenkeln treten zusätzliche Fältelungen auf, die zentrale Umbiegung selbst wird zwischen S. Margherita und M. Cecci von Längsstörungen betroffen, welchen allerdings keine grosse Bedeutung zukommt. Die Achse streicht ungefähr N 75° W und fällt mit wenigen Graden gegen Westen. Zwischen Scaria und Ramponio biegt der S-Schenkel gegen S bis zu zeitweiligem N-S-Streichen aus. Es mag dies mit Querstörungen, wie sie wahrscheinlich im Tal von Osteno eine Rolle spielen, zusammenhängen. Obwohl genaue Untersuchungen im Tal von Osteno fehlen, lässt sich die Synklinale des M. Cecci mit Sicherheit in die weite Synklinale zwischen M. Lenno und Boffalora und über den Comersee in die Synklinale von S. Giovanni di Bellagio verfolgen (E. REPOSSI, 1929, Taf. I). Grössere Schwierigkeiten bereitet die Korrelation gegen W.

Die Synklinale des M. Cecci findet nur teilweise ihre Fortsetzung in der Synklinale des M. Boglia. Zwar lässt sich deren N-Schenkel, die Rhät-Zone der Val Solda, zwanglos in die Rhät-Zone von Bene verfolgen; im übrigen stimmen jedoch die beiden Seiten des Sees wenig überein. An die Stelle einer einfachen breiten Mulde treten zahlreiche nach S überkippte Knickfalten (s. LEHNER, Taf. VII). Im Querschnitt M. Boglia-Castagnola sind der Boglia-Synklinale ausserdem zwei Elemente vorgelagert, welche E des Sees nicht mehr auftreten: die Cassone-Antiklinale und die Synklinale des M. Brè (LEHNER, Taf. VII, Profil 2). Der Hauptdolomit-Sattel der Cassone-Antiklinale tritt trotz dem allgemeinen W-Fallen der Faltenachsen bereits östlich Brè nicht mehr in Erscheinung. Mit LEHNER möchten wir dies auf eine primär tiefere Lage des Hauptdolomits, welche durch die rhätisch-liasische Tektonik bedingt wurde, zurückführen. Für eine solche Erklärung sprechen auch die Faziesunterschiede des Rhäts: geringmächtige Oolithe, Lumachellen und Breccien im Cassone-Tobel, stehen einer gegen 1000 m mächtigen kontinuierlichen Serie im Rücken der Boglia-Synklinale, der Val Solda, gegenüber. Für den unteren Lias lässt sich eine solche Mächtigkeitszunahme vom Beckenrand gegen das Beckeninnere hin ebenfalls annehmen. LEHNER machte ausser dieser Mächtigkeitszunahme eine steile Aufschiebung der Brè-Mulde auf die Boglia-Synklinale für das Verschwinden der Cassone-Antiklinale verantwortlich; diese Aufschiebung würde die Cassone-Antiklinale schräg abschneiden. Eine

solche Störung ist jedoch östlich Brè nicht direkt nachweisbar (P. LEHNER, p. 134–135), jenseits des Sees finden sich keinerlei Anzeichen für sie. Wir glauben deshalb nicht, dass die Störung, welche die Cassone-Antiklinale von der Boglia-Synklinale trennt, sich ins Gebiet zwischen Brè und Gandria weiterverfolgen lässt, wenigstens nicht in dem von LEHNER angenommenen Ausmasse. Wir fassen die Cassone-Antiklinale als den starren, etwas herausgepressten Kern einer Antiklinale auf, welche auf einer etwas höher gelegenen Scholle angelegt wurde und in den mächtigen Kieselkalken gegen das Beckeninnere hin nicht mehr oder kaum zur Entwicklung kam. Teilweise mögen ihr die Falten nordöstlich Gandria entsprechen. Dabei machen sich die liasischen Störungen höchstens als untergeordnete, flexurartige Störungen bemerkbar, so dass der Zusammenhang in den beweglichen Kieselkalken ohne weiteres bestehen blieb. Wir nehmen deshalb an, dass Boglia- und Brè-Synklinale im Querschnitt von Gandria nicht mehr generell zu trennen sind, sondern zusammen die Fortsetzung der Synklinale des M. Cecci darstellen, die sich gegen W stark kompliziert (LEHNER, Taf. VII, Profil 9).

Die Scaria-Antiklinale

Die Scaria-Antiklinale besteht aus einem flachen N-Schenkel, dem S-Schenkel der Synklinale des M. Cecci, und einem steilstehenden bis überkippten S-Schenkel, welcher den N-Schenkel der Synklinale der Alpe di Pugerna bildet. Eine Scheitelumbiegung ist zwischen Luganersee und Valle d'Osteno nicht vorhanden. Zwischen den beiden Schenkeln findet sich eine Zone chaotisch verfalteter und zerscherter Kieselkalke. Sie fällt mit 40–65° N und entspricht einer Überschiebungszone, welche im Kern der asymmetrischen Antiklinale an der Stelle ihrer stärksten Beanspruchung aufriss (Tafel II, Profil 1, 2, 3a, 4, 4a). In der Vallaccia S Cantine di Gandria ist die flach nach N fallende Platte des N-Schenkels mit stark verfalteten und zertrümmerten Schichtpaketen von Kieselkalk an der Basis auf überkippte Dolomite und Kieselkalke des untersten Lias überschoben. Die Überschiebung fällt hier ungefähr parallel mit dem Hang gegen N ein. Zwischen Pian d'Orano und dem Bachbett des Telo ist die Störungszone unter Moränen verborgen, sie erscheint als zerrissener und überschobener Antiklinalkern unterhalb Scaria. Weiterhin treten S-gerichtete Überfaltungen und Überschiebungen im S-Schenkel zwischen I Molini und Pt. 798 auf.

Über den weiteren Verlauf der Scaria-Antiklinale nach E sind wir mangelhaft orientiert. REPOSSI (1902, p. 42) gibt unterhalb Scaria, zwischen Ramponio und Pellio eine steile Aufschiebung von Rhät auf Lias an. Ob östlich von Scaria im Liegenden des Kieselkalkes des M. Cecci nochmals Rhät erscheint, ist fraglich, jedenfalls nicht in der von REPOSSI angegebenen Ausdehnung (vgl. Blatt Como). Weiter gegen E entspricht das flexurartige Abtauchen des Rhäts zwischen Sala und Colonno am Comersee der Scaria-Antiklinale. Wieweit dieses wiederum dem herausgepressten Antiklinalkern des M. Nuvolone S. Bellagio entspricht, ist unbestimmt. NW des Luganersees mag der Hauptdolomit von S. Domenico einer ähnlichen Scholle wie die Cassone-Antiklinale entsprechen.

Die Synklinale der Alpe di Pugerna

Die Struktur der Synklinale der Alpe di Pugerna ist in den Steilhängen des M. Caprino und des M. La Sighignola gut aufgeschlossen; hingegen bieten uns die spärlichen Aufschlüsse der Valle d'Intelvi und des Osthangs des M. La Sighignola wenig Einblick. Der N-Schenkel der Synklinale erweist sich zwischen Caminada und Cima Val Rovina als steil SW-fallende isoklinale, gegen 3000 m mächtige Folge lombardischer Kieselkalke. In ihren tiefsten Partien treten bei Caminada und in der Vallaccia, teils in überkippter Lagerung, noch Breccien und Dolomite des untersten Lias unter der Überschiebung der Scaria-Antiklinale auf. Der N-Schenkel streicht E Lanzo ungefähr E–W und schwenkt W Lanzo in WNW–ESE-Streichen um; der S-Schenkel streicht im allgemeinen leicht WSW–ENE, so dass sich, verbunden mit einem W-Fallen der Achse, die Synklinale gegen W stark erweitert. Zwischen Cantine di Caprino, Pugerna und Cima Val Rovina treten auf diese Weise zur eigentlichen Umbiegung eine Reihe ebenfalls südvergenter Kniefalten mit flachen N- und steilen S-Schenkeln hinzu. Sie lassen sich mit Hilfe der im Kieselkalk eingelagerten Dolomithorizonte deutlich verfolgen (Taf. II, Prof. 5). Gegen SE tritt die Bedeutung dieser zusätzlichen Falten rasch zurück, die am deutlichsten ausgeprägte Antiklinale, die durch Pt. 858 geht, lässt sich noch bis etwas E Alpetto verfolgen. Ob sie mit den unregelmässigen Verfaltungen unmittelbar W Lanzo im Zusammenhang steht, lässt sich bei den spärlichen Aufschlüssen nicht abklären. Die Muldenumbiegung ist ebenfalls nicht

völlig einheitlich gebaut, sie lässt sich als begrenzte Zone von Knickfalten von Casoreggio über Alpe di Pugerna, S Cima Val Rovina ins Gebiet zwischen Piazzarera und Val Sarasena verfolgen. E des Telo ist sie im Tälchen unterhalb Pradale erneut aufgeschlossen.

FRAUENFELDER versuchte die ungeheure Mächtigkeit des unteren Lias, wie sie besonders am See zwischen Caminada und Cantine di Caprino zutage tritt, durch tektonische Repetition zu erklären:

1. Die Serie zwischen Caminada und Landessa (Val Ruina) soll gegenüber ihrer SW Fortsetzung an einen NW-SE-streichenden Bruch (Val-Ruina-Bruch) um etwa 1000 m abgesunken sein (vgl. FRAUENFELDER, Taf. 5), für eine Störung solchen Ausmasses finden sich jedoch weder stratigraphische (siehe stratigraphischer Teil p. 29) noch tektonische Anhaltspunkte.

2. Für die Serie zwischen Landessa und Cima Val Rovina nimmt FRAUENFELDER isoklinale Verfaltung ohne sichtbare Umbiegung an. Er verbindet diese Falten mit denen, die wir aus dem Gebiet E Pugerna erwähnt haben. Letztere streichen jedoch alle in ein Gebiet, das weit S der von FRAUENFELDER angegebenen Umbiegungen liegt (vgl. Taf. I, Taf. II, Prof. 4 und 5. und FRAUENFELDER, Taf. 5). Die Falten E Pugerna wurden von FRAUENFELDER ebenfalls falsch interpretiert, hauptsächlich, weil er die dort auftretenden Dolomite und Echinodermenbreccien mit denen des untersten Lias (Héttangien) identifizierte. Es sind jedoch durchwegs höhere Horizonte (Sinémurien), welche die Falten E Pugerna aufbauen. Dieselben Dolomite treten im N-Schenkel der Generoso-Antiklinale am Absturz der Costa degli Albagnoni über Pt. 842 in derselben stratigraphischen Position weit über den Dolomiten der Lias-Basis auf. Teilweise erscheinen deshalb Antiklinalen und Synklinalen in der Darstellung FRAUENFELDERS vertauscht (z. B. Cantine di Caprino, p. 319 und Profile).

Im W wird die Synklinale von A. di Pugerna von der Luganer Linie abgeschnitten, gegen E verschwindet sie E Pradale unter den Moränen der Valle d'Intelvi. Weiter E entspricht ihr die nach S überkippte Synklinale, welche sich zwischen C. Piamoro und Castiglione d'Intelvi beobachten lässt, am Comersee die enge Synklinale zwischen der Flexur von Sala-Colonno und der Antiklinale von Argegno.

Die Generoso-Antiklinale

Die Generoso-Antiklinale besteht aus einem flachen N-Schenkel, einem weitgespannten, durch flache Falten weiter unterteilten Scheitel und einem S-Schenkel, der nach kurzem, flachem S-Fallen an einer Stirnumbiegung in senkrechte Stellung übergeht.

Der N-Schenkel der Generoso-Antiklinale bildet eine durchschnittlich 30–50° N-fallende, leicht gewellte Tafel. Sie baut den S-Absturz des M. La Sighignola auf und setzt sich ohne Störung in die Platte der Alpe di Arogno fort. REPOSSI und VON BISTRAM haben allerdings, wie bereits vor ihnen TARAMELLI, in der Schlucht der Mara, inmitten der lombardischen Kieselkalke, eine E-W-streichende Störung grösseren Ausmasses angenommen. Der S-Flügel dieses Val-Mara-Bruches soll gegenüber seinem N-Flügel um einen beträchtlichen Betrag abgesenkt sein. Später hat F. WEBER (1948) diese Darstellung übernommen. Dieser Auffassung liegen jedoch keinerlei Beobachtungen zugrunde, vielmehr die Tendenz, die grosse Mächtigkeit des unteren Lias durch tektonische Erscheinungen zu erklären; ähnliches haben wir bei FRAUENFELDER für den Bau des M. Caprino angetroffen. Wie auch FRAUENFELDER betont, lassen sich in der Val Mara keinerlei Anzeichen, weder stratigraphische noch tektonische, für eine solche Störung finden. Kleinere Störungen und zusätzliche Fältelungen sind durch den Knick der Luganer Linie E Arogno bedingt, sie klingen gegen E allmählich aus.

Um die ungewöhnlich grosse Mächtigkeit des unteren Lias seinerseits etwas einzuschränken, nahm FRAUENFELDER flaches N-Fallen bis horizontale Lagerung des N-Schenkels an. Das Einfallen ist aber durchwegs stärker, als auf den Profilen von FRAUENFELDER angegeben. Horizontale Lagerung tritt wohl lokal auf, wird aber durch bis 75° N-fallende Schichten wieder ausgeglichen. Dieserart ergeben sich aus FRAUENFELDERS Profilen wiederum viel zu geringe Mächtigkeiten. Dasselbe ergibt sich aus den falschen stratigraphischen Korrelationen: die Lias-Dolomite, welche im Bachbett der Mara unmittelbar über dem E Ast der Luganer Linie anstehen, gehören nicht der Lias-Basis an (FRAUENFELDER, p. 351), sondern den Dolomiten des Sinémurien (s. oben).

Der weitgespannte Scheitel der Antiklinale wird durch zahlreiche, jedoch unbedeutende Störungen: Brüche, Aufschiebungen, sekundäre flache Falten, Knickfalten und Schleppungen, etwas kompliziert. Solche

Disharmonien zeigen sich besonders im Kern der Antiklinale sowie gegen die Luganer Linie hin. In der W-Wand des M. Generoso macht sich, etwas S des Scheitels, gegen W eine sekundäre Synklinale immer stärker bemerkbar: auf dem Grat zwischen Cima della Piancaccia und Baraghetto ist sie kaum ausgeprägt, in der unteren Valle dei Cugnoli bildet sie eine breite Mulde. Gleichzeitig treten in ihrem N-Schenkel Brüche und steile Aufschiebungen (Valle della Croce) an die Stelle einfacher Knickfalten und Schleppungen (s. Taf. II, Prof. 4).

Die Falten der Kleinachsen stimmen im allgemeinen, besonders aber im Kern der Antiklinale (z. B. Valle Breggia zwischen Valle Erba fredda und Valle Squadrina), mit der Faltenachse der Antiklinale überein. Wie überall in den beweglichen Kieselkalken treten aber auch hier völlig aberrante Achsenrichtungen auf (obere Valle di Lembro, Valle Squadrina).

S des Scheitels der Antiklinale fallen die Kieselkalke zunächst flach S. Ungefähr einen Kilometer S des Generoso-Gipfels biegen sie an einer Stirnumbiegung abrupt zu senkrechter Lagerung ab. Die Achsenebene dieser Umbiegung fällt mit 30–40° gegen N. Die Umbiegung selbst lässt sich in der W-Flanke des M. Generoso zwischen Motto di Cima und Tiralocchio sowie in den Tobeln S der Alpe Génor und in den Felswänden W Scudellate ausgezeichnet beobachten.

Der senkrechte S-Schenkel der Generoso-Antiklinale lässt sich auf dem S-Grat des M. Generoso von Pt. 1452 bis Tiralocchio oberhalb Bella Vista als ungestörte isoklinale Folge von lombardischem Kieselkalk verfolgen. In diesem Kieselkalk finden sich wiederholt Einschaltungen vorwiegend bioklastischer Breccien. FRAUENFELDER verband diese Breccienbänke ähnlich wie am M. Caprino über unsichtbare, in der Tiefe verborgene Umbiegungen zu isoklinalen, senkrechten Falten. Er erhielt so, S an die Generoso-Antiklinale anschliessend, eine Synklinale und eine weitere Antiklinale, in deren ausgequetschtem Kern bei Muggiasca nochmals Hauptdolomit und Broccatello erscheinen würden (FRAUENFELDER, p. 323, 350, Taf. 5). Eine ähnliche Darstellung findet sich in grotesk-übersteigter Form auf den Profilen von F. WEBER (vgl. WEBER, 1934, p. 856, 1948, Profile). DE SITTER (1939 a, pl. 2) kombinierte FRAUENFELDERS Synklinale und den Hauptdolomit-Kern von Muggiasca mit S-gerichteten Überschiebungen¹⁾.

Isoklinale Verfaltung, wie sie FRAUENFELDER annahm, tritt im senkrechten S-Schenkel der Generoso-Antiklinale nicht auf. Das «graded bedding» der bioklastischen Breccien zeigt, dass es sich um eine normale Serie stratigraphisch übereinanderfolgender Horizonte handelt. Solche Breccien sind besonders schön aufgeschlossen am S-Ausgang des mittleren Tunnels, E Pt. 1459, gerade dort, wo nach FRAUENFELDER ein (in bezug auf den S-Schenkel der Generoso-Antiklinale) verkehrter Schenkel zu erwarten wäre.

Der senkrechte, isoklinale, ungestörte S-Schenkel der Generoso-Antiklinale unterscheidet sich deutlich von einem ihm vorgelagerten, chaotisch verfalteten Paket, welches sich zwischen Tiralocchio und Muggio-Tal zwischen Generoso-Antiklinale und Generoso-Überschiebung einschaltet. Die Trennung zwischen der Generoso-Antiklinale und dem Paket erfolgt an einer flach N-fallenden gestörten Zone, welche sich von Tiralocchio oberhalb Bella Vista über Muggiasca, Castegna, Pt. 819 ins Tal der Breggia oberhalb Muggio verfolgen lässt. Obwohl sich der Überschiebungscharakter dieser Linie nicht eindeutig belegen lässt, scheint uns jedoch, dass die Generoso-Antiklinale auf das gestörte Paket überschoben ist. Kleinere S-gerichtete Überschiebungen treten bereits im S-Schenkel der Generoso-Antiklinale auf; sie sind neben S-vergenten Knickfalten im gestörten Paket sehr häufig.

Die Lagerungsverhältnisse der Hauptdolomit-Broccatello-Linse von Muggiasca sind nicht eindeutig, die Kontakte mit den umgebenden Kieselkalken sind nirgends aufgeschlossen. Obwohl wir dieselben Gesteine auch als exotische Blöcke im Kieselkalk kennen, scheint uns ihr Auftreten in einer tektonisch ausgezeichneten Zone sehr verdächtig. Mit grosser Wahrscheinlichkeit handelt es sich hier um ein Klemmpaket, allerdings nicht im Kern einer isoklinalen Antiklinale (FRAUENFELDER) oder an einem senkrechten Bruch (VONDERSCHMITT in KUHN-SCHNYDER und VONDERSCHMITT, Taf. XII), sondern an einer S-gerichteten, flachen Überschiebung.

¹⁾ R. STAUB (1949, p. 272) nimmt hier sowie für die S Generoso-Masse N-Vergenz an: er schreibt von «nach ‚Norden‘ (?) getriebenen Faltenpaketen im Generoso-Lias zwischen Capolago, Mendrisio und der Bella Vista» und «vom steilen Aufschub des Bella-Vista-Lias gegen die eigentliche Generoso-Gipfelscholle». Für solche Erscheinungen findet sich, wie übrigens bereits aus den Darstellungen FRAUENFELDERS und VONDERSCHMITTS hervorgeht, keinerlei Evidenz (vgl. Tafel II, Profile).

Der der Generoso-Antiklinale vorgelagerte Komplex wird hauptsächlich von etwas höheren Partien des Unter-Lias, dickbankigen, unregelmässige Hornstein-Nieren führenden Kieselkalcken aufgebaut; stratigraphische Leithorizonte fehlen hier vollständig. Die stratigraphische Monotonie wird jedoch durch eine äusserst intensive Tektonik mehr als wettgemacht. Unmittelbar hinter der Generoso-Überschiebung, zwischen Bella Vista und Dosso Mattarello, herrschen zwar noch NW-SE-streichende, z. T. S-vergent verfaltete Schichtpakete vor, zwischen Alpe di Germania und Faidello, in den Tobeln unterhalb Muggiasca sind die beweglichen Kieselkalke heteroaxial und völlig chaotisch verfaltet und zerschert. Die Falten sind meist sehr kleiner Amplitude, mit in sämtlichen Richtungen streichenden und bis 50° und mehr einfallenden Achsen. Abscherungen und Überschiebungen spielen zwangsläufig eine grosse Rolle. Die einzelnen Strukturelemente lassen sich nie weit verfolgen: unübersichtliche Aufschlussverhältnisse und Sackungen, deren Ausmass schwer abzuschätzen ist, verhindern einen genaueren Einblick in die Zusammenhänge, so dass die Profile hier nur schematisch den Baustil der Zone wiedergeben sollen.

Wir fassen diesen gestörten Komplex als abgescherte und seinerseits von der Generoso-Antiklinale überschobene Stirnpartie der Generoso-Antiklinale auf. Die Generoso-Antiklinale wurde mitsamt ihrer Stirnpartie an der Generoso-Überschiebung nach S vorgeschoben, beziehungsweise auf die südliche Generoso-Masse überschoben. Im E wird die Antiklinale durch Blattverschiebungen zerschnitten, die mit der Generoso-Überschiebung verknüpft sind, wobei die östlicheren Elemente jeweils nach N zurückgestaffelt erscheinen. Der östlichste entsprechende Abschnitt W des Comersees, die Antiklinale von Argegno, wurde nicht überschoben, sondern steht mit der südlichen Generoso-Masse noch in normalem Zusammenhang. Auf Grund der heteroaxialen, chaotischen Verfaltung der Stirnpartien fasst L. VONDERSCHMITT (KUHN-SCHNYDER und VONDERSCHMITT, 1953, p. 233) die Überschiebung der nördlichen Generoso-Masse als Reliefüberschiebung auf. Wir werden auf dieses Problem im abschliessenden Abschnitt zu sprechen kommen.

b) Generoso-Überschiebung und S. Agata-Synklinale

Neben der Luganer Linie stellt die Generoso-Überschiebung mit den mit ihr verknüpften Blattverschiebungen die wichtigste und bezeichnendste Struktur unseres Arbeitsgebietes dar. Etwas N der Valle del Lembro taucht sie an der Luganer Linie auf. Zwischen Caprino und Valle di Lembro stösst die N Generoso-Masse unmittelbar an die Luganer Linie. Entsprechend spielten sich an der Luganer Linie während der alpinen Orogenese transversale Bewegungen ab, was durch die Beobachtungen am östlichen Ast der Luganer Linie sowie durch die Schuppenstruktur des Klemmpaketes Caprino-Arogno bestätigt wird. S Valle del Lembro lässt sich die Generoso-Überschiebung als relativ einheitliche, nur durch untergeordnete transversale Störungen gegliederte Störung bis Balduana verfolgen. Bis Tiralocchio ob Bella Vista streicht sie zunächst senkrecht bis schräg zur Generoso-Antiklinale, sie entspricht damit weit mehr einer Blattverschiebung (FRAUENFELDERS Blattverschiebung von Alpe di Melano). SE Tiralocchio entwickelt sich aus ihr eine echte Überschiebung der Generoso-Stirne auf die südliche Generoso-Masse. Die südliche Generoso-Masse wird unter der Generoso-Überschiebung zu einer nach SW überkippten Synklinale (S. Agata-Synklinale) aufgebogen. Die Struktur dieser S. Agata-Synklinale ist einerseits vom Verlauf der Generoso-Überschiebung, andererseits von den Strukturen der südlichen Generoso-Masse abhängig. Sie begleitet die Generoso-Überschiebung vom M. S. Agata bis Balduana. Zwischen Balduana und Schignano erscheinen Generoso-Überschiebung und Generoso-Antiklinale an der Blattverschiebung gestaffelt, wobei die östlicheren Elemente jeweils im N zurückbleiben.

Abschnitt Valle del Lembro-Tiralocchio, der M. S. Agata (Fig. 48)

Zwischen Valle del Lembro und Alpe di Melano können wir die Generoso-Überschiebung leicht mit Hilfe der sie begleitenden Trias-Fetzen verfolgen. In der Valle del Lembro stehen zwischen den permischen Porphyriten und dem Kieselkalk der nördlichen Generoso-Masse intensiv verfaltete und zertrümmerte Raiblerschichten und Hauptdolomit an. Der Hauptdolomit stösst mit steiler bis senkrechter Störungsfläche an die E anschliessenden Lias-Dolomite und Kieselkalke. Gegen SE bildet dieser Hauptdolomit die Rippe des Scoglio di Salera, die Raiblerschichten treten noch in einem kleinen isolierten Aufschluss zu Tage. Wenig N des Grates, der von Pt. 1131 zum Scoglio di Salera hinunterzieht, wird die Hauptdolomit-Rippe von einer NNE-

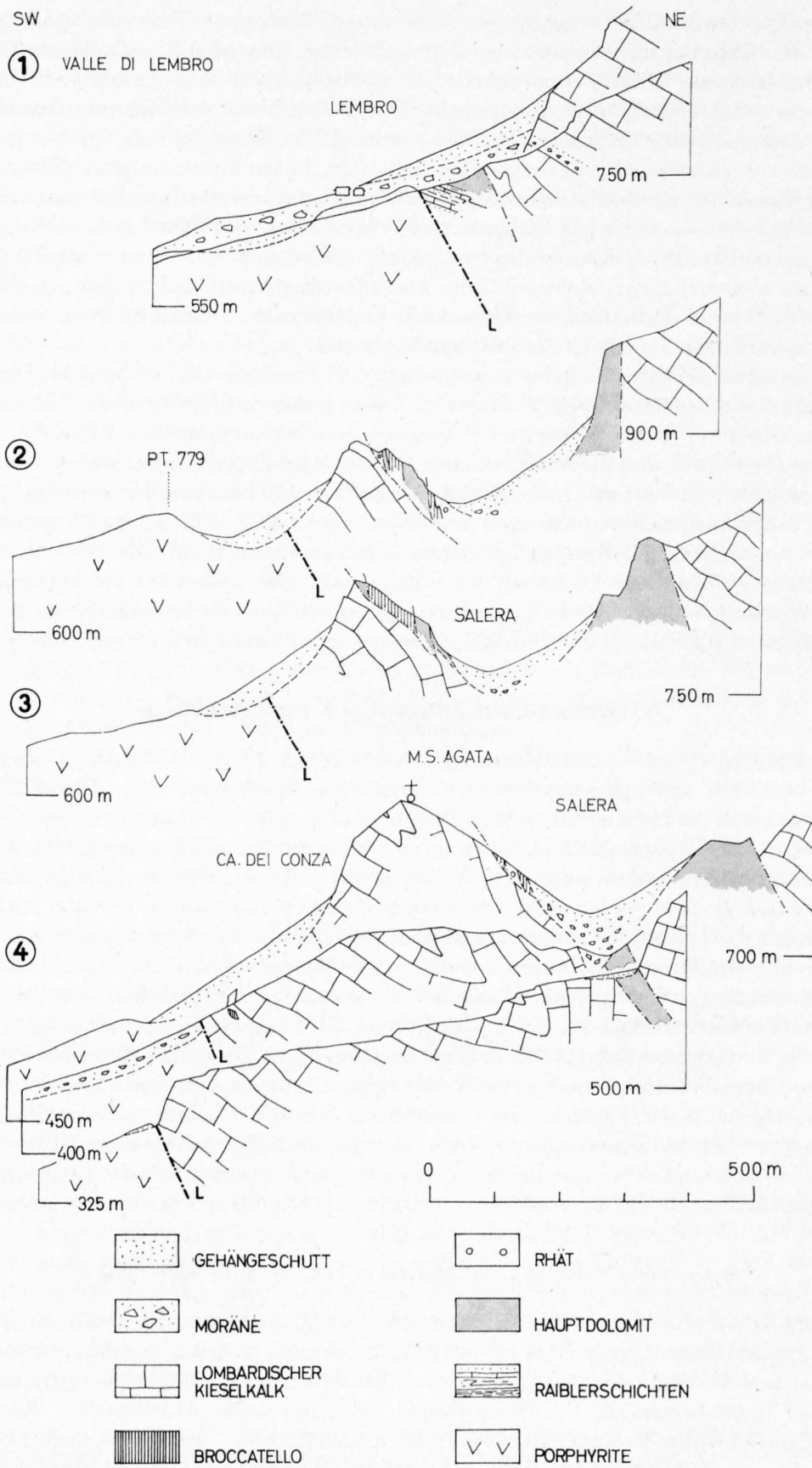


Fig. 48. Geologische Profile durch die Luganer Linie und die S. Agata-Synklinale östlich Rovio

SSW-streichenden, transversalen Störung zerschnitten und um wenige Zehner von Metern gegen SSW versetzt. Gleichzeitig dreht die Störung etwas gegen S ab, Streichen und Einfallen liessen sich in der Runse W Torricello auf 880 m mit N 05 E/70 E bestimmen. Die Hauptdolomit-Rippe des Scoglio di Salera endet brüsk gegen SE. Zwischen Quote 800 und Pt. 689 tritt kein Hauptdolomit mehr auf. Hornstein-führende Dolomite des Unter-Lias springen scharf gegen W vor und werden erst unterhalb Pt. 689 im Bachbett von einer allerdings wesentlich geringeren Hauptdolomit-Zone begrenzt, die keinen direkten Zusammenhang mit dem Scoglio di Salera zeigt, sondern vielmehr in den überkippten Schenkel der S. Agata-Synklinale streicht (Fig. 48). Wir deuten diese Verteilung von Hauptdolomit und Liasdolomiten als seitliche Verschuppung eines isolierten Hauptdolomitpaketes an der Generoso-Überschiebung. Diese seitliche Verschuppung hat in der untersten Valle della Croce, zwischen Torricello und Pt. 689 eine intensive Zerschierung und Verschuppung der Lias-Dolomite zur Folge. Der Hauptdolomit des Scoglio di Salera zeigt weiterhin keinen Zusammenhang mit der S. Agata-Synklinale, als deren senkrechter NE-Schenkel er auf den Profilen von FRAUENFELDER (1916, pl. 5) erscheint. Seine grobe, schlecht erkennbare Bankung zeigt im allgemeinen schwaches W-Fallen (5–25°), am tektonisch stärker beanspruchten SE-Ende unregelmässiges NW- bis NE-Fallen.

Die vor dem Hauptdolomit-Paket des Scoglio di Salera und unter der Generoso-Überschiebung liegenden Kieselkalke der S. Generoso-Masse sind zu einer nach SW überkippten Synklinale aufgebogen. Diese Synklinale lässt sich besonders schön am M. S. Agata beobachten. Der 25–50° NE-fallende SW-Schenkel geht an einer einfachen, zuweilen durch eine sekundäre Antiklinalumbiegung weiter unterteilte Knickfalte in einen nur wenig steileren NE-Schenkel über. Die Umbiegung ist im W-Absturz, wo die S. Agata-Synklinale gegen die Luganer Linie austreicht, ausgezeichnet sichtbar. Im S-Hang des M. S. Agata lässt sie sich beinahe Schritt für Schritt verfolgen und ist wiederum an der Brücke unterhalb Prato di Pioda deutlich aufgeschlossen. In der Wand unter Pt. 646 scheint sie unter der Generoso-Überschiebung zu verschwinden, sie lässt sich jedoch, oft etwas kompliziert und gestört, in N–S-Richtung unter der Generoso-Überschiebung verfolgen.

In der NE-Flanke des M. S. Agata finden wir im Rücken des überkippten NE-Schenkels das Liegende der lombardischen Kieselkalke. Neben Hauptdolomit und typischem Broccatello, wie sie schon FRAUENFELDER bekannt waren, finden sich Glaukonit-führende helle Dolomite, graue und gelbliche, kristalline Dolomite, Microbreccien, Oolithe, welche sich eindeutig dem Rhät zuordnen lassen. Alle diese Gesteine zeigen unter sich extrem diskordante, verzahnte Lagerungsverhältnisse. Diese sind auf die intensive rhätisch-liasische syngenetische Tektonik zurückzuführen und kennzeichnen besonders den E-Rand der Luganer Schwelle. Wir kennen solche Verhältnisse aus dem Gebiet E der Cantine di Tremona und des Barozzo (F. WIEDENMAYER, p. 629) sowie von Melano (s. oben, p. 17 und 24/25).

Die an sich bereits schon sehr komplexen Lagerungsverhältnisse wurden durch die alpine Orogenese überprägt. Oft wurde dabei das Gefüge dieser Gesteine bis zur völligen Unkenntlichkeit zertrümmert und rekristallisiert, die Verbandsverhältnisse unauflösbar verwirrt. Der ganze Komplex wurde an den bestehenden Diskontinuitäten zerschert, in sich und mit den (tektonisch) liegenden Kieselkalken verschuppt.

In der Verlängerung des Streichens der NE-Flanke des M. S. Agata gelangen wir zum Hauptdolomit, der im Bachbett unmittelbar unter Pt. 689 ansteht. Dieser Hauptdolomit fällt mit einem Streichen von N 23° W mit 55° E annähernd konkordant zur Generoso-Überschiebung gegen E ein. Er lässt sich mühelos mit den Triasfetzen, welche die Generoso-Überschiebung weiterhin begleiten, verbinden. Damit ist auch ein Hinweis auf deren Herkunft gegeben.

Die Generoso-Überschiebung zeigt zwischen Pt. 689 und Tiralocchio einen äusserst regelmässigen Verlauf, in den ausgezeichneten Aufschlüssen von der Alpe di Melano erscheint sie wie mit dem Messer geschnitten. Die überschobenen Kieselkalke erscheinen nur in ihrer unmittelbaren Nähe gestört.

SE Pt. 689 verschwinden die Generoso-Überschiebung und der sie begleitende Hauptdolomit-Zug unter der Moräne des Prato di Pioda. Ihr topographisch tiefster Ausbiss wird E Pt. 667.9 durch die mächtige Stauquelle der Boce markiert. Die Störung ist am Weglein von Prato di Pioda nach Pianca delle Tanelle verschiedentlich aufgeschlossen, am deutlichsten in der Val Scura. Die Störung unter dem Hauptdolomit lässt sich dort mit N 15–20° W/50 E bestimmen. Der Kontakt zwischen Hauptdolomit und E Lias ist unregelmässiger; er schwingt sich in etwas konkavem Bogen als im Streichen stark wechselnder, relativ flacher Kontakt um den Hauptdolomit, derart, dass S der Val Scura der Hauptdolomit auf kurze Strecken unter

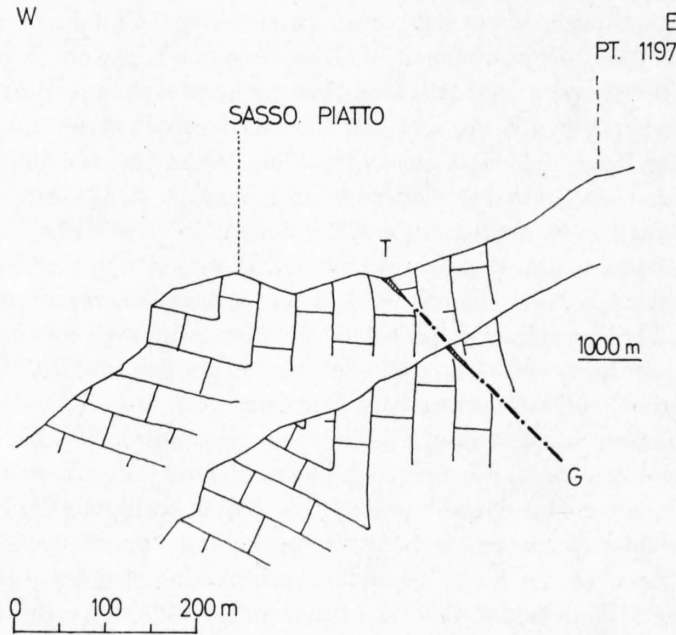


Fig. 49. Profil durch S. Agata-Synklinale und Generoso-Überschiebung (G)
N Alpe di Melano. T = Trias

dem Lias verschwindet und Lias an Lias stösst. Mit dem Zurückschwenken der Störung in die allgemeine N 15° W-Richtung erscheinen etwas höher an der Pianca delle Tanelle die Dolomit-Fetzen wieder.

Die Generoso-Überschiebung ist wiederum sichtbar in der oberen Valle della Carbonera. Von Pianca delle Tanelle folgt sie ziemlich genau dem Weg. Im ersten Tälchen, etwas über dem Weg in 970–990 m Höhe findet sich ein mächtiger Hauptdolomit-Block, der auf seiner S-Seite mit einem tektonischen Kontakt an steilstehenden, leicht überkippten Lias-Dolomit stösst. FRAUENFELDER (pl. 5, p. 350) hielt diesen Hauptdolomit für den etwas ausgequetschten Kern der Generoso-Antiklinale. Wie aus unseren Profilen hervorgeht, befinden wir uns hier jedoch schon hoch im S-Schenkel der Antiklinale. Wir fassen deshalb diesen Hauptdolomit als seitlich mit dem Lias verschuppt auf. Ob das gleiche für den dolomitischen Lias gilt, liess sich nicht entscheiden.

Am N-Hang des Sasso Piatto folgt die Störung einer ausgeprägten Runse. Sie fällt hier mit 45° gegen ENE. In die Störung eingeklemmt finden sich zu dünnen Linsen ausgewalzte bituminöse, z. T. dolomitische, karbonatische Gesteine, vermutlich gehören sie der Trias an. Sie treten wiederum im Tälchen oberhalb Cascina di Mezzo auf. Auf dem Grat des Sasso Piatto findet sich wiederum Hauptdolomit (Fig. 49). In den Felstobeln oberhalb der Alpe di Melano lassen sich Streichen und Einfallen der Generoso-Überschiebung genau feststellen: die Werte schwanken um einzelne Grade im Bereich von N 17–22° W/40–45° E. Bei Tiralocchio erreicht die Generoso-Überschiebung den S-Grat des M. Generoso.

Verschiedene Beobachtungen im Gebiet der Alpe di Melano geben uns wertvolle Aufschlüsse über die Bewegungen, welche sich an der Generoso-Überschiebung abspielten. Der E–W-streichende S-Schenkel der Generoso-Antiklinale zeigt gegen die Generoso-Überschiebung hin deutliche Schleppung gegen NW, zugleich werden diese senkrechten Schichten nach SW überkippt. Diese Erscheinungen lassen sich besonders schön an den dem Kieselkalk eingelagerten Horizonten von Turbiditen und bioklastischen Breccien im Tälchen oberhalb Cascina di mezzo beobachten. Analoge Schleppungen führten unter der Generoso-Überschiebung im senkrechten bis überkippten NE-Schenkel der S. Agata-Synklinale zu schichtparallelen Gleitungen und zu zeitweiligem Zerreißen der Synklinalumbiegung, deren Achsenebene der Generoso-Überschiebung parallel liegt.

Dies gab zu zahlreichen Verwechslungen Anlass: FRAUENFELDER (pl. 7) hielt die Synklinalumbiegung zwischen Alpe di Melano und Tiralocchio für den Ausbiss seiner Blattverschiebung von Alpe di Melano. Die

Umbiegung ist jedoch teilweise erhalten geblieben, besonders klar am S-Hang des Sasso Piatto (Fig. 49), so dass den Störungen in der Muldenumbiegung lokale Bedeutung zukommt. Regionale Bedeutung hat lediglich die Summe der schichtparallelen Verschiebungen im überkippten NE-Schenkel. Ebenso fällt die kleine Störung weg, welche in der Valle della Carbonera ein horizontales Schichtpaket von der S. Agata-Synklinale trennen soll (FRAUENFELDER, pl. 5, 7, p. 351). Das flach E-fallende Paket gehört dem überkippten Schenkel der S. Agata-Synklinale an.

Abschnitt Tiralocchio-Alpe di Salorino

Von Tiralocchio streicht die Generoso-Überschiebung ungefähr über den S-Ausgang des Tunnels oberhalb Bella-Vista, zwischen dem Hotel Generoso an der Bella Vista und Pt. 1296.1 durch, ins Tälchen unterhalb Cascina d'Armirono, wo sie an einer N-S-verlaufenden Störung gegen S versetzt wird. Diese Störung wurde bedingt durch eine NNE-SSW-laufende Synklinale (Synklinale der Valle dell'Alpe) der südlichen Generoso-Masse, in deren Achsenebene sie aufriss. Auf diese NNE-SSW-Struktur ist ebenfalls das starke SE Axialgefälle der S. Agata-Synklinale¹⁾ zwischen Bella Vista und Alpe di Salorino zurückzuführen (Taf. I).

FRAUENFELDER erklärt diese Erscheinung mit «scheinbarer Querfaltung» einem abrupten Anstieg der Faltenachsen gegen die Luganer Linie, VONDERSCHMITT (1940, 1953) mit verschiedenen Faltungsphasen.

Die Generoso-Überschiebung ist in diesem Abschnitt kaum als solche erkennbar. Ihr Verlauf lässt sich aus ihrer Regelmässigkeit zwischen Alpe di Melano und Tiralocchio wie auch aus dem Unterschied des Baustils beidseits der Überschiebung rekonstruieren. Die Stirne der N Generoso-Masse zeigt wirre Aufhäufung extrem verfalteter und zerscherter Kieselkalke, der NE-Schenkel der S. Agata-Synklinale Auswälvung und Laminierung an schichtparallelen Störungen. Sie zeigen sich besonders intensiv im Rücken der Radiolarit-Majolica-Muldenfüllung. Wo Domeriano und Ammonitico rosso-Sedimente stratigraphisch vorhanden waren, wurden sie bis auf dünne Schubfetzen reduziert (obere Valle dell'Alpe bei Sgarauzia). Die Hornsteine der Radiolaritgruppe wurden mylonitisiert: das Gestein zeigt noch seine ursprüngliche Bankung, ist aber gelblich und weisslich verfärbt, der Kalk- und Mergelanteil wurde vollständig weggeführt. Unter dem Mikroskop erkennt man eckige Trümmer mikrokristalliner Kieselgesteine, deren Gefüge noch intakt ist, durchadert von einer einheitlichen, ondulös auslöschenden Quarzmasse (Bahntracé unmittelbar S Station Bella Vista, Strasse zwischen Hotel Generoso und Pt. 1172). Die Intensität der tektonischen Beanspruchung bewog L. VONDERSCHMITT (KUHN-SCHNYDER und VONDERSCHMITT, Taf. I) die Generoso-Überschiebung im senkrechten NE-Schenkel der S. Agata-Synklinale zwischen Radiolaritgruppe und Kieselkalk anzunehmen. Wir folgten in einer vorläufigen Mitteilung dieser Auffassung (BERNOULLI, 1960, p. 633–634). Die in jener Arbeit gewonnenen stratigraphischen Ergebnisse werden von dieser Neuinterpretation nicht berührt: der SW-Schenkel der Synklinale erweist sich als normale stratigraphische Folge ohne tektonische Komplikationen (Fig. 50, vgl. auch p. 74).

Abschnitt A. di Salorino-Balduana

Zwischen A. di Salorino und Balduana streicht die Generoso-Überschiebung ungefähr N 50 W und fällt flach gegen N ein. Die Kieselkalke der S Generoso-Masse sind zu einer flachen Mulde aufgebogen, in der sich bei Poma und Pree noch Erosionsrelikte von Domeriano finden (Fig. 51, Prof. 2). Diese einfache Struktur setzt sich gegen W in den Sporn der A. di Salorino fort. Auf der W-Seite des Sporns der A. di Salorino, im Tälchen oberhalb Pt. 881, zeigt sich jedoch, dass Generoso-Überschiebung und der N-Schenkel der Mulde von Cragno an der kleinen Transversalverschiebung von Sgarauzia nach S vorgeschoben sind. Eingeklemmt in diese Transversalverschiebung finden sich senkrechte Fetzen von weissen Knollenkalcken des Domeriano und von Radiolarit. Die Transversale ist verknüpft mit einer kleinen Überschiebung, an welcher der ausgebauchte N-Schenkel der Mulde von Cragno über den S-Schenkel hinausgeschoben wurde (Fig. 51, Prof. 3). Die Kieselkalke bilden im Tälchen oberhalb Pt. 881 eine senkrechte Stirne, wobei senkrechter Kieselkalk auf aufge-

¹⁾ Die S. Agata-Synklinale wurde in diesem Abschnitt von FRAUENFELDER und C. RENZ als Synklinale von Cragno bezeichnet. Wir möchten diese Bezeichnung auf die entsprechende Synklinale E der Querverschiebung der Valle dell'Alpe beschränken, da die Struktur der Synklinale zwischen Bella Vista und Alpe di Salorino genau der Struktur des Sasso Piatto oder des M. S. Agata entspricht und sich von jener der Mulde von Cragno unterscheidet (vgl. Fig. 48–51).

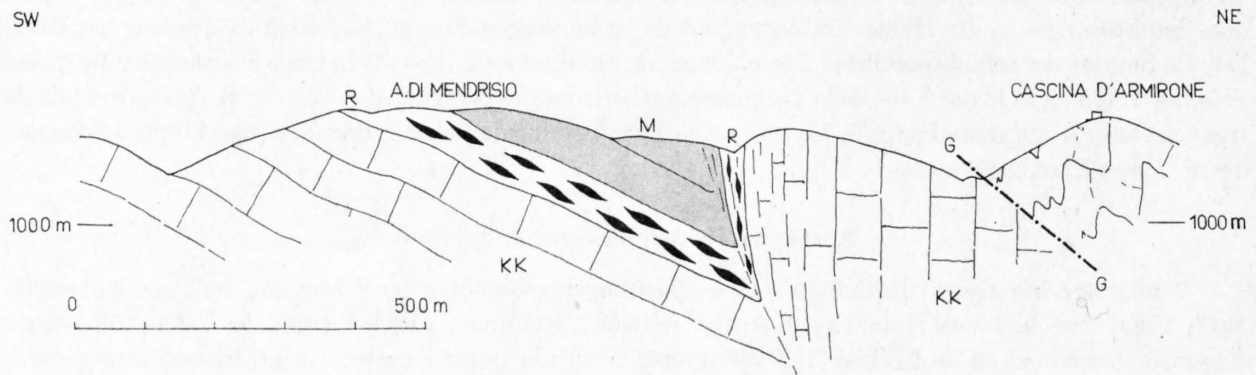


Fig. 50. Profil durch die S. Agata-Synklinale bei Bella Vista
 KK = Lombardischer Kieselkalk, R = Radiolaritgruppe, M = Maiolica, G = Generoso-Überschiebung

schleppten senkrechten Kieselkalk der Unterlage überschoben wurde (ca. 30 m NE Pt. 881). Im N-Schenkel der Mulde von Cragno wurden Domeriano, Ammonitico rosso und Radiolarite durch diese Unterschiebung zwischen Kieselkalk und Maiolica teilweise tektonisch unterdrückt. Überschiebung und Transversale haben nur lokale Bedeutung, auf der E-Seite des Maiolica-Sporns klingt die Überschiebung sofort aus. Radiolarit und Maiolica des S-Schenkels der Mulde von Cragno stehen mit S-Schenkel der S. Agata-Synklinale in Zusammenhang. Durch eine geringe differentielle Bewegung der starren Maiolica-Bänke gegenüber ihrer Unterlage wurden die dünnbankigen Radiolarite in S-vergente Knickfalten gelegt (Strasse S Pt. 881).

E Poma wird die Struktur der Mulde von Cragno wiederum durch eine zweite Überschiebung kompliziert (Fig. 51, Prof. 1). Die Muldenfüllung, welche über dem Kieselkalk, über Domeriano und Ammonitico rosso noch einen kleinen Fetzen roter Radiolarite aufweist, wird von einer flachen Platte von Kieselkalk flach überfahren. Die Mulde erscheint am Hang genau W unter Balduana völlig ungestört. An der Strasse S Balduana kommt Ammonitico rosso jedoch direkt auf Kieselkalk zu liegen, Domeriano tritt in seinem Rücken unter der Überschiebung in laminierten Fetzen auf (Überkippter Schenkel?). E des Grates von Pt. 1152.3 ist nur noch Kieselkalk auf Kieselkalk überschoben.

Querstörungen zwischen den einzelnen Erosionsrelikten von Alpe di Salorino, Pree, Poma und Balduana, wie sie F. WEBER (1934, p. 857), Blatt Como der Carta geologica d'Italia und Blatt 7 der Generalkarte angeben, treten nicht auf (vgl. auch Fig. 51, Prof. 1 mit FRAUENFELDER, fig. 5).

Abschnitt Balduana-Schignano, die Blattverschiebungen der Valle d'Intelvi

E Balduana erschweren das Fehlen jüngerer Sedimente sowie von Leithorizonten im Kieselkalk und die schlechten Aufschlussverhältnisse das Verfolgen der tektonischen Linien, deren Verlauf aus zahlreichen einzelnen Kieselkalkaufschlüssen kombiniert werden muss. Mit Ausnahme der Stirn-Zone der N Generoso-Masse können die einzelnen Aufschlüsse jedoch meist zu einzelnen Strukturen kombiniert werden, so dass sich aus einer Fallzeichenkarte bereits ein deutliches Muster ergibt. In vielen Fällen bleibt jedoch die Zuweisung einzelner Aufschlüsse arbiträr. Auf den Charakter der Störung kann meist nur aus ihrer Intersektion mit dem Gelände geschlossen werden.

Zwischen Balduana und Tur dell'Alpe werden die vorwiegend NW-SE-streichenden Strukturen der Generoso-Stirne schräg bis senkrecht zum Streichen abgeschnitten. Sie stossen mit tektonischer Diskordanz an die leicht gewellte Tafel der S Generoso-Masse. Die trennende Störung selbst ist nirgends aufgeschlossen. Sie muss jedoch von Balduana, wo sie an der Strasse aufgeschlossen ist, über den Sattel S Pt. 1152.3 und den NE anschliessenden Grat ins Tal S Dosso Mattarello verlaufen, dem sie bis wenig oberhalb Tur dell'Alpe folgt. Die Intersektion lässt mindestens zwischen 723 400/084 200 und Tur dell'Alpe auf eine SW-NE-

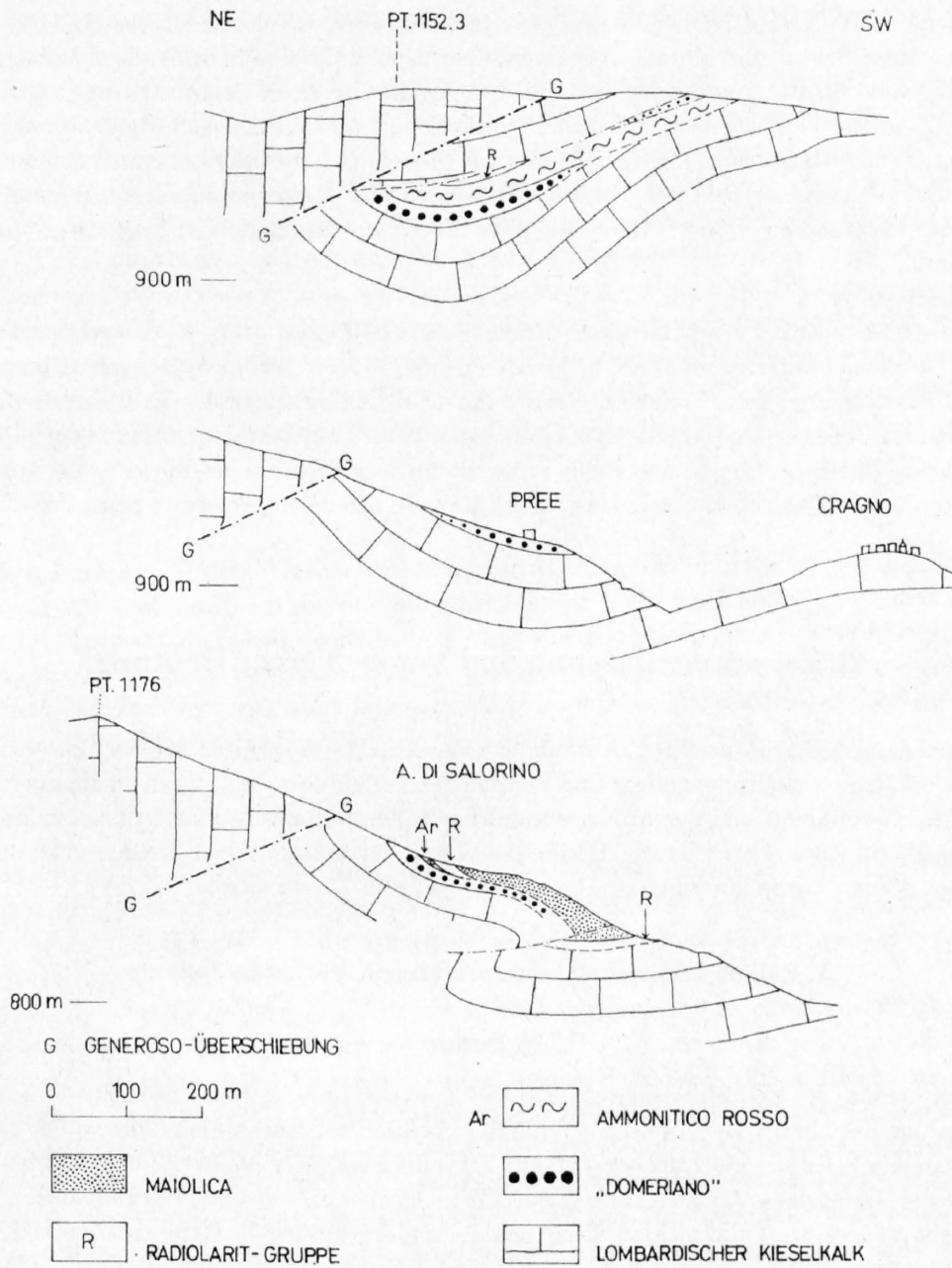


Fig.51. Profile durch die Synklinale von Cragno und die Generoso-Überschiebung zwischen Alpe di Salorino und Pt.1152.3

streichende, steil stehende Störung schliessen. Zwischen Pt. 704 und Tur dell'Alpe ist eine solche direkt nachweisbar. Zwischen Tur dell'Alpe und S. Giovanni ist die Störungszone durch Quartär verdeckt. Im Bachbett der Breggia ist die Generoso-Überschiebung als breite Störungszone S-vergenter Knickfalten und 45–50° N-fallender Überschiebungen aufgeschlossen. Sie zieht sich als steil N-fallende Aufschiebung weiter über Pt. 871.8 in die Val Luasca und über Giardino nach Terzee (Taf. II, Prof. 1). Zwischen Terzee und Pt. 1108 geht sie in eine SSW–NNE-streichende Blattverschiebung über, welche sich über Pt. 1108 beim Passo Bonello, meist unter Schutt und Moräne verborgen, über Alpe di Casasco in die Valle di Erboggia zwischen S. Zeno und Casasco d'Intelvi verfolgen lässt. In der Gegend der A. di Cerano trennt sich die Generoso-Überschiebung von der Transversalen und streicht unter Schutt und Moräne nach Retegno, wo sie wiederum von einer Transversalverschiebung abgeschnitten wird. Diese folgt unterhalb Retegno ungefähr dem Seitental des Telo und zerschneidet zwischen Dizzasco–Blessagno und Muronico–Pigra den S-Hang des M. Pasquella. E dieser Linie stehen N und S Generoso-Masse über die Antiklinale von Argegnio in unmittelbarem Zusammenhang.

Zusammenfassend:

Der Überschiebungsrand der N Generoso-Masse lässt sich aufgliedern in E–W-streichende, N-fallende Abschnitte (Überschiebungen) und NNE–SSW-streichende, \pm senkrechte Störungen (Blattverschiebungen). Die Blattverschiebungen der Valled'Intelvi zerschneiden die Strukturen der nördlichen Generoso-Masse. Die Abschnitte der Generoso-Antiklinale erscheinen gegen W an Transversalverschiebungen gestaffelt gegen SW überschoben. Zwischen Muggio und Bella Vista, wo die Überschiebungen die grössten Ausmasse erreichen, liegt vor der Generoso-Antiklinale eine bis 2 km breite chaotisch verformte Stirn-Zone.

D. Zusammenfassung und Versuch einer Deutung

Zur Beurteilung der strukturellen Entwicklung unseres Gebietes erhalten wir wichtige Anhaltspunkte 1. aus dem Verhältnis verschiedenartiger und verschieden gerichteter Strukturen zueinander sowie 2. aus der Fazies, dem Geröllinhalt und der Auflagerung der mit den tektonischen Ereignissen in Beziehung stehenden Vorlandsedimente. Dabei ist die Berücksichtigung der mesozoischen Dehnungstektonik und der durch sie geschaffenen Vorzeichnungen eine selbstverständliche Voraussetzung.

1. Paläotektonische Voraussetzungen, Vorlandsedimente

Perm

P. LEHNER (1952, p. 149–150) vermutet, dass die Luganer Linie durch Unterschiede im kristallinen Sockel und in der Verteilung der permischen Vulkanite bedingt sei. Tatsächlich fällt an der NW-Ecke der Generoso-Masse die E-Grenze der Luganer Vulkanite mit der heutigen Luganer Linie scheinbar zusammen. Ebenso greift die Hauptmasse der Vulkanite gegen NW nicht über die Val-Cuvia-Synklinale hinaus. LEHNER vermutet deshalb, dass die Vulkanite an alten Grabenrändern auskeilen. Diese späthercynischen Brüche hätten den jüngeren WSW–ENE- und N–S-Strukturen ihre Richtung vorgeschrieben. Die Anlage der Luganer Schwelle wäre auf eine mesozoische Hebung der Porphyrscholle im Sinne einer Reliefumkehr zurückzuführen. Ähnliches liesse sich in diesem Falle für die Schwelle von Arolo-Gozzano annehmen, welche gegenüber dem M. Nudo-Becken durch die mächtigen Quarzporphyre des unteren Lago Maggiore und der unteren Val Sesia ausgezeichnet ist.

Obwohl bei kontinentalen vulkanischen Ablagerungen grosse horizontale Mächtigkeits- und Faziesänderungen zu erwarten sind und die ursprünglichen Verhältnisse durch die oberpermische Abtragung und die skythische Transgression stark verwischt wurden, scheinen für das abrupte Verschwinden der Vulkanite an der Val-Cuvia-Zone alte WSW–ENE-Strukturen verantwortlich. Solche Strukturen spielen bei der Faziesverteilung der permischen Ablagerungen eine bedeutende Rolle: so sind z. B. die Granophyre des Luganese

in ihrer Förderung an alte WSW-ENE-Systeme gebunden. Ebenso ging die Absenkung der Bergamasker Collio-Tröge an späthercynischen WSW-ENE-Strukturen vor sich (DE SITTER, 1949, p. 118, Fig. 16). DOZY (1935, p. 224) fand beidseits des WSW-ENE-streichenden Lago-Rotonda-Bruches verschiedene Mächtigkeiten in den Collio-Sedimenten und schloss daraus auf eine permische Anlage des Bruches. Aus beobachtbaren Diskordanzen innerhalb der Luganer Vulkanite (z. B. zwischen Porphyriten und Quarzporphyren am M. S. Giorgio) auf eine intrapermische Faltungsphase (saalische Phase) zu schliessen, wie es J. A. BURFORD (1951, p. 59) tut, scheint uns allerdings etwas übereilt.

Schwieriger als die WSW-ENE-Strukturen zu beurteilen sind alte N-S-Strukturen. O. VECCHIA (1957) nimmt für das Störungsbündel der Judikarien-Linie und ihrer Begleitstörungen, welches in der oberen Trias und im Jura gleich der Luganer Linie die Rolle einer bedeutenden Faziesgrenze spielte, eine permische Anlage an. R. STAUB (1949, p. 385–387) bringt die Porphyrschilde von Bozen und Lugano mit Schnittpunkten späthercynischer N-S- und W-E-verlaufender Bruchsysteme in Zusammenhang. Für die Luganer Linie sind solche Verhältnisse noch nicht nachweisbar. Die lineare Anordnung der spärlichen Aufschlüsse längs der M.-Grona-Linie lässt uns nicht erkennen, worauf das Fehlen der permischen Vulkanite E der Luganer Linie zurückzuführen ist; Art und Richtung permischer paläogeographischer Elemente lassen sich hier vorderhand nicht mit genügender Sicherheit rekonstruieren. Über eine permische oder sogar vorpermische Anlage der Luganer Linie sind wir deshalb auf blosse Vermutungen und vage Analogieschlüsse angewiesen. Hingegen scheinen alte WSW-ENE-Systeme eine wesentliche Rolle zu spielen.

Trias

Untere und mittlere Trias sind in den lombardischen Alpen durch stetige Subsidenz und Schritt haltende Sedimentation gekennzeichnet. Im grossen und ganzen nimmt die Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder von W gegen E langsam zu. Schwierig zu beurteilen ist das Hinuntergreifen der Raiblerschichten auf das Grundgebirge in der Val Rezzo (LEHNER). Über die paläogeographische Bedeutung dieser Erscheinung fehlen uns bisher noch sämtliche sicheren Anhaltspunkte. Sie scheint jedoch in keiner Beziehung zu stehen mit der Ausbildung des komplizierten Schollen-Mosaiks, welche in der obersten Trias beginnt.

Jura

Die Absenkung des Generoso-Beckens gegenüber der Luganer Schwelle dokumentiert sich deutlich in den Sedimentationsverhältnissen von oberer Trias und unterem Lias beidseits der Luganer Linie, welche zusammen mit den sie begleitenden Störungen die älteste heute noch eindeutig nachweisbare Struktur unseres Gebietes ist.

Das gleiche gilt für die Störung von Arolo. Aus der Verteilung von Mächtigkeit und Fazies ergibt sich deutlich das Bild nach W gekippter Blöcke, wie wir es in Fig. 18 rekonstruiert haben. Die Absenkungsbeträge, welche aus den Mächtigkeitsdifferenzen hervorgehen, zeigen, dass die Sockeloberfläche am Ende des Lias im zentralen Generoso-Becken über 5000 m tiefer lag als im Bereich der Luganer Schwelle. Für die randlichen Teile des Generoso-Beckens reduzieren sich diese Werte etwas. Im Falle des M. Nudo-Beckens ist eine Schätzung weit schwieriger, da wir über die Lias-Mächtigkeiten und über den Betrag der rhätisch-liasischen Abtragung auf der Schwelle von Arolo-Gozzano wenig wissen. Die Sedimente des oberen Lias und des Doggers lassen ebenfalls Differenzen in der Subsidenz erkennen. Diese Differenzen in einem sich ständig wandelnden Mosaik lokaler Schwellen und Becken abzuschätzen, ist vorderhand nicht möglich. Dasselbe gilt für den oberen Jura und die untere Kreide.

Kreide

Die pelagischen Sedimente der unteren Kreide (Maiolica, Scaglia) zeigen überall in den westlichen Südalpen gleichförmige, landferne Bedingungen an. Einzig im Albien der westlichen Bergamasker Alpen lassen Einstreuungen detritischen Materials leichte tektonische Bewegungen annehmen (S. VENZO, 1954, p. 74–75). Stärkere differentielle Bewegungen zeichnen sich in den Sedimenten der Oberkreide ab. Über den pelagi-

schen Mergelkalken der Scaglia rossa folgen im Mendrisiotto und in den westlichen Bergamasker Alpen mit dem oberen Cénomani und im Turonien Flysch-Sedimente: Kalkarenite, Sandsteine, siltige Mergel und bituminöse Kalkschiefer mit Einlagerungen von Rutschungsbreccien. Nach L. VONDERSCMITT (1940, p. 207) enthält der Turon-Flysch von Balerna Komponenten von Maiolica, Radiolarit, unterem Lias, von permischen Vulkaniten und von Gesteinen des Grundgebirges. Im Mendrisiotto ist die stratigraphische Abfolge nur bis zum Turon erhalten geblieben, hingegen finden wir in den westlichen Bergamasker Alpen eine durchgehende Serie, welche bis ins Lutétien reicht (S. VENZO, 1954): Dort erscheinen mit dem Coniacien mächtige Flysch-Sandsteine, welche ebenfalls Komponenten permischer Eruptiva führen. Den Höhepunkt der sedimentären Entwicklung bildet im unteren Santonien die Ablagerung des Konglomerates von Sirone, eines Molasse-artigen, polygenen Konglomerats, welches in der östlichen Brianza eine Mächtigkeit von gegen 300 m aufweist. Darüber folgt wiederum Flysch des oberen Santonien und des Campanien, welcher von pelagischen Mergelkalken (Scaglia) der obersten Kreide und des Paleocaen abgelöst wird.

Flysch-Sedimente sind in der Oberkreide auf die westliche und zentrale Lombardei beschränkt. Gegen E gehen sie in pelagische Mergelkalke der Scaglia über. Der Geröllinhalt der teilweise bis 3000 m mächtigen Flysch-Ablagerungen zeigt uns, dass in der Oberkreide weite Teile des südalpinen Bereichs bis auf das Grundgebirge abgetragen wurden. Überall, wo wir jedoch heute diese orogenen Sedimente beobachten können, sind sie konkordant mit dem tieferen Mesozoikum verfaltet. Sie lassen sich deshalb mit keinen südalpinen Strukturen in unmittelbaren Zusammenhang bringen. Wir vermuten, dass die Aufwölbungen, welche das Material für den südalpinen Flysch lieferten, weiter im N zu suchen sind. Eine Analyse der Schüttungsrichtungen vermöchte interessante Anhaltspunkte zu geben.

Tertiär

Sedimente des tieferen Tertiärs überlagern in den westlichen Bergamasker Alpen konkordant die pelagischen Mergelkalke der Oberkreide. Im unteren Teil sind sie noch in Scaglia-Fazies ausgebildet, darüber setzen mit dem mittleren Paleocaen Flysch-artige Sedimente ein, welche im Varesotto bis ins obere Eocaen reichen (M. B. CITA, 1962). Diskordanzen liessen sich in diesen, allerdings meist schlecht aufgeschlossenen Serien bisher nicht feststellen.

Anders die Ablagerungen der südalpinen Molasse. Sie ruhen mit deutlicher Winkeldiskordanz auf den älteren mesozoischen Schichten. Bei Gaggiolo (NANGERONI, 1932, p. 34) und bei Como überlagern sie unteren Lias, zwischen Como und Chiasso unteren Lias bis Scaglia (M. FIORENTINI, 1957). Stratigraphisch umfassen sie unteres Oligocaen bis mittleres Miocaen, wobei die Hauptmasse der polygenen Konglomerate in den Abschnitt zwischen unteres und oberes Oligocaen fällt (M. B. CITA, 1957). Neben südalpinen, sedimentären und kristallinen Komponenten führen diese Konglomerate vor allem Gerölle von tertiären Intrusivgesteinen des Veltlins und des Bergells und von Gesteinen aus dem Wurzelgebiet des Veltlins. Untergeordnet treten paleocaene Nummulitenkalke auf, wie wir sie vom benachbarten Montorfano kennen (A. HEIM, 1906, p. 22, M. FIORENTINI, l.c.). Aus den Lagerungsverhältnissen und dem Geröllinhalt der Molasse lässt sich deutlich eine praeoligocaene Faltungsphase ablesen. Die südalpine Molasse ist jedoch ihrerseits später steilgestellt worden.

2. Die Strukturen

Luganer Linie

Wir haben die Luganer Linie als N-S-streichende, mehrfach geknickte und sich verzweigende, steil E-fallende Störung kennengelernt. Als bereits im Mesozoikum vorhandene, in den kristallinen Sockel reichende Abschiebungszone bestimmte sie den Verlauf der alpinen Tektonik in wesentlichen Punkten. Ihre beiden Flügel zeigen, ihrem sehr verschiedenen Baumaterial entsprechend, einen sehr verschiedenen Baustil.

Um die tektonische Bedeutung der Luganer Linie während der alpinen Orogenese zu erfassen, hat P. LEHNER (1952, p. 145–147) versucht, rhätisch-liasische und alpine Absenkungsbeträge zu vergleichen. Der Betrag der relativen, rhätisch-liasischen Absenkung ergibt sich aus den Mächtigkeitsunterschieden der

betreffenden Sedimente, derjenige der alpinen Vertikalbewegung für die vorrhätischen Horizonte aus der Differenz rhätisch-liasischer Absenkung und heute vorliegender Sprunghöhe. Entsprechend der Interferenz der Strukturen beidseits der Luganer Linie variieren die heutigen Sprunghöhen ausserordentlich, sie übertreffen die rhätisch-liasischen Absenkungsbeträge nach LEHNER jedoch durchwegs um beträchtliches, im Mittel um 1000 m zugunsten einer Absenkung des E-Gebietes. LEHNER nimmt deshalb für die alpine Orogenese nochmals eine starke Heraushebung des W-Gebietes gegenüber dem E-Gebiet an. Die Luganer Linie soll ihre heutige Gestalt als steil E-fallende Abschiebungszone erst in alpiner Zeit erhalten haben, immerhin gingen auch in diesem Fall die vertikalen Bewegungen längs der Luganer Linie den horizontalen (Falten der Generoso-Masse) voran.

Die von LEHNER angegebenen Zahlenwerte bedürfen nach unseren Ergebnissen einer Revision. Die Beträge der rhätisch-liasischen Absenkung wurden von LEHNER mit 1100 m durchwegs zu gering veranschlagt. Allein der lombardische Kieselkalk erreicht im Profil von M. Generoso und M. La Sighignola eine Mächtigkeit von gegen 3000 m, ohne dass die Obergrenze der Formation erreicht wäre. Ebenso dürfte allein die erhalten gebliebene Mächtigkeit des unteren Lias im Gebiet des M. Boglia über 2000 m betragen. Selbst bei vorsichtigster Schätzung ergibt sich für die Serien des M. Generoso und des M. Boglia eine rhätisch-liasische Absenkung von ungefähr 4000 m. Für randliche Teile des Beckens mag sich der Betrag um einiges verringern (Cassone-Antiklinale), für den Comersee-Querschnitt um ungefähr 1000 m erhöhen. Auf Grund dieser revidierten Absenkungsbeträge und unserer Profile lassen sich grössenordnungsmässig folgende Werte vermitteln:

Tabelle II. Versuch einer Abschätzung der alpinen Vertikalversetzung an der Luganer Linie

	Grenze Hauptdolomit/Lias W Luganer Linie Höhe m ü. M.	Grenze Hauptdolomit/Rhät bzw. Hauptdolomit/Lias E Luganer Linie	Oberkante des unt. Lias W Luganer Linie	Oberkante des unt. Lias E Luganer Linie	Betrag der alpinen Heraushebung des E-Flügels
Campione-M. La Sighignola	1000 m	—1800 m	max. 1300 m	min. 1300 m (+ 500 m)	+ einige 100 m
M. Arbostora-M. Generoso	2800 m	200 m	max. 3100 m	min. 2800 m (+ 500 m)	+ einige 100 m
M. S. Giorgio-Bella Vista	2500 m	400 m	max. 2700 m	1500 m	— 1200 m
Tremona-S. Nicolao	500–600 m	550 m	600 m	1400 m	+ 800 m

Wenn wir weiterhin LEHNERS Abschätzung für das Gebiet N von Lugano überprüfen, so müssen wir vor allem die rhätisch-liasischen Absenkungsbeträge korrigieren. Wenn wir für die M.-Boglia-Synklinale, deren rhätische und liasische Sedimente im N-Schenkel der Synklinale in unverminderter Mächtigkeit an die Luganer Linie heranreichen (Bl. Tesserete), eine Absenkung von 3500 m annehmen, so deckt sich dieser Betrag grössenordnungsmässig mit der heutigen Sprunghöhe (für die M.-Boglia-Synklinale wurde der heutige Verwerfungsbetrag von LEHNER wohl zu gering eingeschätzt). Für die randlichen Teile der westlichen Boglia-Synklinale, für Cassone-Antiklinale und Brè-Synklinale reduzieren sich sowohl Absenkungsbeträge wie heutige Sprunghöhen. Für die Falten des M.-Boglia-Gebietes ergibt sich demnach, dass die alpine Absenkung die rhätisch-liasische höchstens um einen kleinen Betrag akzentuiert hat.

S des Porlezza-Armes des Luganersees zeigen die Antiklinalen, besonders die Scaria-Antiklinale, alpin eine Heraushebung gegenüber der durchschnittlichen Höhenlage auf dem W-Flügel. Einzig die Synklinalen (Synklinale v. Alpe di Pugerna, S.-Agata-Synklinale) zeigen gegenüber der Arbostora-Scholle eine relative Absenkung. Entsprechend der Interferenz der Strukturen variieren die Beträge beträchtlich, im allgemeinen scheint jedoch das E-Gebiet entsprechend seiner stärkeren Verkürzung gegenüber dem W-Gebiet alpin etwas

herausgehoben. Besonders auffällig erscheint diese Heraushebung im Gebiet der Randflexur von Mendrisio. Aus dem Gesagten ergibt sich mit aller Deutlichkeit, dass die Luganer Linie in alpiner Zeit nicht die Rolle einer Abschiebung («Hauptverwerfung») sondern vielmehr einer Transversalverschiebung spielte, an welcher die verschiedenen Blöcke horizontal und vertikal aneinander vorbeibewegt wurden. Beidseits der mesozoischen Abschiebungszone nahmen die beiden Flügel eine völlig verschiedene tektonische Entwicklung, so dass sich die alpinen tektonischen Strukturen beidseits der Linie nicht korrelieren lassen.

Neuerdings interpretiert auch L. U. DE SITTER (1963) die Luganer Linie als alpine Transversalverschiebung. Der E-Flügel soll in einer frühen alpinen Phase um mehrere Kilometer nach N geschoben worden sein. Dabei sollen der Bewegungssinn und das Ausmass der Verschiebung aus der Versetzung homologer, älterer Strukturen hervorgehen. Als solche ältere Struktur fasst DE SITTER den N-Rand der Arbostora-Scholle auf, welcher der M.-Grona-Linie und den orobischen Überschiebungen entsprechen soll. Aus unseren Untersuchungen, wie auch denjenigen LEHNERS geht jedoch klar hervor, dass die Luganer Linie die älteste der in Frage stehenden Strukturen ist, dass sich W und E der Luganer Linie die Strukturen unabhängig voneinander entwickelten und deshalb wohl Analogien zeigen können, jedoch nicht homolog sind. Auch lassen sich östlich der Luganer Linie keine Anzeichen einer älteren N-Bewegung finden.

3. Das Gebiet westlich der Luganer Linie

Das Gebiet westlich der Luganer Linie zeigt mit seinen starren Massen permischer Vulkanite und triadischer Dolomite eine Schollentektonik, in der steile Aufschiebungen eine besonders grosse Rolle spielen. Eigentliche Faltung sowie Abscherungserscheinungen spielen nur in der Salvatore-Zone und in den südlichen Rand-Antiklinalen (z. B. Antiklinale von Stabio) eine grössere Rolle.

Es lassen sich verschiedene Achsen-Richtungen unterscheiden: Während die Aufwölbung der Arbostora-Scholle im wesentlichen WSW-ENE-streicht, zeigen die Aufwölbungen des Kristallins vor allem E-W-Streichen. Diese Divergenz im Streichen hat, zusammen mit dem axialen Abtauchen der Arbostora-Scholle, zur Folge, dass sich die Salvatore-Zone gegen W stark erweitert. Die verschiedenen Streichrichtungen müssen jedoch keineswegs als Indizien verschiedener Phasen gewertet werden, sie lassen sich ebenfalls mit einer alten praeexistenten Anlage deuten.

Völlig aberrante Achsenrichtungen, wie sie von A. SENN (1924, p. 616–617) aus dem Minisfreddo-Gebiet beschrieben werden, stellen wohl eher lokale Schleppungen über NNE-SSW-streichenden Brüchen dar (vgl. Tafel I).

Verschiedentlich wurde die Salvatore-Synklinale als tiefreichende Sediment-Zone gedeutet, welche heute ursprünglich weit voneinander liegende Gebirgsteile trennt (R. STAUB, 1949, p. 239–260; J. A. BURFORD, 1951, p. 52–54). Das Hauptargument für eine solche Auffassung bilden die Verschiedenheiten im kristallinen Sockel und in der Ausbildung der permischen Vulkanite (s. oben). Wie aus den Profilen von DE SITTER (1939, pl. 5) hervorgeht, treten gegen W hauptsächlich flexurartige Störungen im Sedimentmantel an Stelle der steilen Aufschiebungen des Kristallin und des Perms, so dass der Zusammenhang nur unwesentlich gestört erscheint.

4. Das Gebiet östlich der Luganer Linie

Östlich der Luganer Linie lassen sich verschiedene tektonische Elemente unterscheiden, welche wahrscheinlich verschiedenen Faltungsphasen entsprechen. Einer prae- oder früholigocänen Phase mögen die NNE-SSW-streichenden, flachen Falten der südlichen Generoso-Masse angehören. Sie werden von der jüngeren Generoso-Überschiebung diskordant überfahren und zwischen Mendrisio und Como durch die NW-SE-streichende Randflexur verbogen. Sie sind jedoch im Verlauf der Flexur noch deutlich zu erkennen und verursachen zahlreiche Querstörungen (L. VONDERSCMITT, 1940, p. 206–207, s. auch Taf. I). Die südalpine Molasse (unteres Oligocän bis mittleres Miocän, M. B. CITA, 1957) wurde von den NNE-SSW-

Strukturen nicht betroffen, sie wurde erst mit der Aufbiegung der Randflexur steilgestellt. Hingegen könnte ihre transgressive Auflagerung auf verschiedenen alte Horizonte mit den NNE-SSW-Falten in Beziehung stehen (L. VONDERSCHMITT, l.c.).

Einer jüngeren Phase gehören die E-W- bis WNW-ESE-streichenden Strukturen der nördlichen Generoso-Masse und der Alta Brianza an. Die lombardischen Kieselkalke lassen hier das Bild einer intensiven, durchwegs südvergenten Oberflächentektonik enggepresster, asymmetrischer Falten und gegen S gerichteter Überschiebungen erkennen. Wo Hauptdolomit und Rhät im Liegenden des Kieselkalks erscheinen (Val Solda, P. LEHNER; Alta Brianza, E. REPOSSI, 1929), zeigen sie einen besonderen, dem Baumaterial entsprechenden Faltentyp. Bereits die Geometrie der enggepressten Falten sowie die grossen petrographischen Unterschiede zwischen lombardischem Kieselkalk, Rhät und den Dolomiten der Trias zwingen zur Annahme bedeutender Disharmonien und Abscherungen, wobei Servino-Verrucano, besonders aber Raiblerschichten und Rhät als Abscherungshorizonte fungieren.

Die Interpretation dieser Tektonik ist alles andere als einfach, was bereits durch die vielen vorgeschlagenen Lösungen angedeutet wird. Soweit diese Lösungen die Interpretation der Luganer Linie als Ausbiss einer axial nach Osten abtauchenden Überschiebungsfläche betreffen (DOEGLAS; DE SITTER, 1939; STAUB) haben wir sie bereits oben eingehend besprochen und – unserer Meinung nach – hinreichend widerlegt. Im wesentlichen gehen die Profilkonstruktionen von DOEGLAS (1930, p. 364–368, Fig. 5) und von DE SITTER (1939, pl. 2) von der Voraussetzung aus, dass sich die Strukturen des Gebietes westlich der Luganer Linie unter die Generoso-Masse projizieren lassen. Nach unserer Auffassung entspricht die Luganer Linie jedoch einer steilen, bis ins Kristallin reichenden, liasischen Abschiebungszone, welche in alpiner Zeit zu einer Transversalstörung reaktiviert wurde. Ebenso entspricht die Generoso-Überschiebung im Abschnitt Arogno-Bella Vista eher einer Transversalverschiebung als einer flachen Schubbahn, wie man nach den Profilen von DOEGLAS und DE SITTER vermuten könnte. Gänzlich zu verneinen sind auch weitreichende Deckenüberschiebungen. Auf einer neueren Darstellung von DE SITTER (1954, p. 331, Fig. 7; 1956, p. 276–277, Fig. 218) erscheint die Kieselkalkmasse des M. Generoso und des M. La Sighignola als wurzellose Klippe auf eine ihrerseits verfaltete und abgeschernte Unterlage von lombardischem Kieselkalk überschoben (vgl. die betreffenden Fig. und Taf. II). Für das Gebiet der Alta Brianza und die südliche Generoso-Masse hat G. B. CACCIAMALI (1921; 1930, p. 134–140, 143–144) einen eigentlichen Deckenbau postuliert, doch haben in der Alta Brianza die sorgfältigen Aufnahmen REPOSSIS (1926, 1929) lediglich nach S gerichtete Überschiebungen ergeben, welche sich aus überkippten Antiklinalstirnen entwickeln (pieghe-faglie). Ein ähnlicher Bauplan ergibt sich auch für die S-vergenten Falten und Überschiebungen der nördlichen Generoso-Masse. Wie FRAUENFELDER, möchten wir aus dieser Oberflächentektonik für den tieferen Untergrund einen ähnlichen Schollen- und Schuppenbau wie für das Gebiet westlich der Luganer Linie ableiten. Wie die grossen Differenzen beidseits der Luganer Linie im Gebiet des M. Boglia deutlich zeigen, lassen sich die einzelnen Elemente jedoch nicht miteinander parallelisieren. Die Rekonstruktion dieses tieferen Schollenbaus unter der Generoso-Masse lässt sich heute jedoch noch kaum durchführen. Bei den paleotektonisch komplizierten Voraussetzungen (Mächtigkeiten von Rhät und Lias), mehreren Abscherungshorizonten und ohne Informationen über das Verhalten des kristallinen Sockels lässt sich kein genaueres, auch nur halbquantitativ dokumentiertes Profil konstruieren, so dass das Modell von FRAUENFELDER, mit den nötigen Modifikationen versehen, am ehesten geeignet ist, eine grobe Vorstellung zu vermitteln.

Wie bereits aus der Darstellung von L. VONDERSCHMITT (1940, in KUHN-SCHNYDER und VONDERSCHMITT, 1953) hervorgeht, ergeben sich Änderungen gegenüber der Darstellung FRAUENFELDERS besonders für die Generoso-Überschiebung (FRAUENFELDERS Blattverschiebung von Alpe di Melano). Von L. VONDERSCHMITT wurde sie wegen ihres unregelmässigen Verlaufs, welcher im grossen eine schaufelförmige Überschiebungsfläche erkennen lässt, und wegen der chaotisch verformten, abgeschürften Stirnpartie als Relief-überschiebung gedeutet.

Bei näherer Betrachtung erweist sich die Generoso-Überschiebung nicht als einheitliche Überschiebungsfläche, sondern aus verschiedenen Elementen zusammengesetzt. Von Arogno bis Bella Vista entspricht sie einer Transversalverschiebung, längs welcher die Generoso-Antiklinale gegen S vorgeschoben wurde. Auch diese Transversalverschiebung wurde im erwähnten Abschnitt wahrscheinlich auf einer mesozoischen Störung angelegt: auch an ihr wechseln heute Mächtigkeit und Fazies sprunghaft (s. oben p. 54), was sich,

falls man keine weitreichenden Überschiebungen annehmen will, durch die Vorzeichnung durch eine alte Abschiebungszone erklären lässt. Bei einer vorausgehenden Absenkung des NE-Flügels der Störung lässt sich auch die spätere Überschiebung jüngerer Gesteine (tiefere Horizonte des mächtigeren Kieselkalks) auf ältere (Hauptdolomit, Rhät), wie sie im überkippten Schenkel der S. Agata-Synklinale oder als Schubfetzen längs der Überschiebungsfläche erscheinen, verstehen. Andererseits zeigt die unter der Überschiebung aufgebogene, z. T. seitlich zu SE- bis S-Streichen verschleppte S. Agata-Synklinale, dass sich auch die Generoso-Überschiebung aus einer gegen S überkippten Antiklinale entwickelt hat (vgl. A. FRAUENFELDER, 1916, p. 351–352; E. REPOSSI, 1926, 1929). Die chaotisch verformte Stirnzone zwischen Muggiasca, Balduana und Muggio lässt uns vermuten, dass die Überschiebung hier sehr oberflächennah erfolgte.

Mit der Generoso-Überschiebung, der Aufrichtung der Randflexur und der Heraushebung des insubrischen Kristallins an der M.-Grona-Linie (P. LEHNER, 1952, p. 146) kommt die eigentliche Faltung zum Abschluss. Diese Bewegungen fallen in die Zeit zwischen das mittlere Miocaen und das Pliocaen. Die südalpine Molasse ist parallel zur Randflexur steilgestellt worden, andererseits durchschneidet die pliocaene Talfüllung des Pontegana-Konglomerates im unteren Muggio-Tal tief die Randflexur und die ihr vorgelagerten Falten. Dieser letzten Phase entsprechen die Diskordanzen zwischen Pliocaen und Miocaen, bzw. Oligocaen, welche in zahlreichen Bohrungen in der südlich anschliessenden Lombardei gefunden wurden (L. LUCCHETTI, 1959, p. 22 und 24). Während des Pliocaens und des Quartärs erfolgten hauptsächlich grossräumige Verbiegungen, welche mit einer Heraushebung des Alpensüdrandes und einer Absenkung des Vorlandes verbunden waren. Während das marine Pliocaen bei Balerna auf über 300 m über Meer gehoben wurde, fällt die Untergrenze des Pliocaens im Untergrund der Poebene stetig nach S ein (monoclinale pedemontana) und erreicht S von Mailand über 2000 m Tiefe (L. LUCCHETTI, 1959).

IV. Bemerkungen zum Quartär

Ablagerungen des Quartärs bedecken einen grossen Teil unseres engeren Arbeitsgebietes. Sie wurden jedoch nicht systematisch untersucht. Die Rekonstruktion der geologischen Geschichte des Quartärs setzt die Kenntnis eines weit grösseren Gebietes voraus. Wir möchten uns deshalb auf wenige Bemerkungen beschränken.

1. Glaziale Ablagerungen

Im Gebiet des M. Generoso finden sich keine Anzeichen einer Eigenvergletscherung. Um so wichtiger sind die Ablagerungen der alpinen Gletscher, deren Seitenarme aus verschiedenen Richtungen ins Luganer Gebiet vorstießen. Ein Arm des Adda-Gletschers erreichte über den Sattel von Croce W Menaggio und das Tal von Porlezza die Gegend von Lugano, wo er sich mit einem Seitenarm des Tessin-Gletschers vereinigte. Dieser aus Adda- und Tessin-Eis bestehende Strom teilte sich wenige Kilometer südlich in zwei Arme, welche den Tälern von Porto Ceresio und Capolago folgten. Ein Seitenarm des Adda-Gletschers stiess von Argegno ins Val d'Intelvi vor, wo er auf dem Scheitel von S. Fedele mit einem Seitenarm des Porlezza-Armes zusammenstiess. Dieser Arm, welcher dem Tal von Osteno folgte, vereinigte sich über den Sattel von Dogana S Lanzo und über die Val Mara mit dem Capolago-Arm des Tessin-Adda-Gletschers im Luganese. Einzig das Gebiet des Muggio-Tales blieb wegen einer hohen Umrandung im wesentlichen eisfrei. Nur über den Sattel von Alpe di Crano gelangte glaziales Material durch die Vallaccia ins obere Muggio-Tal.

Grössere Bedeutung erreichen die glazialen Ablagerungen in unserem eigentlichen Arbeitsgebiet nur in der Valle d'Intelvi. An der steilen W-Flanke des M. Generoso und der Sighignola sind nur stellenweise unvollständige Moränenreste erhalten geblieben. Nach R. PRACCHI (1954) lassen sich im Gebiet der Valle d'Intelvi im wesentlichen drei Typen von Moränen unterscheiden:

1. Die obersten verstreuten Reste erratischen Materials entsprechen Resten einer höchsten Moränenbedeckung («Limite massimo del morenico»). Nach PRACCHI finden sie sich meist wenig über den Moränenwällen (2.), in der Valle d'Intelvi auf einer Höhe von 1100 m bis 1230 m (im N).

2. Wallmoränen («Morenico a cordone»). Sie erreichen in der Valle d'Intelvi beträchtliche Verbreitung. Meist sind sie morphologisch ausserordentlich gut erhalten, so z.B. besonders schön der Moränenwall E Filone M. Cristé, zwischen Pt. 1057 und Le Bollette. NE Le Bollette finden wir die beiden gut erhaltenen Wälle von Pt. 1103 und des M. Prada (Pt. 1071). Auf der N-Seite des Tales entsprechen ihnen die Moränenwälle des M. Cecci und des Pian d'Orano. Diesen Wallmoränen entsprechen auch die Moränenreste, welche sich allenthalben an den Steilhängen längs des Luganersees finden. Sie erreichen folgende Höhen: Alpe Trevino: 1070 m, Alpe di Pugerna: 980 m, Val Mara (Pianca): 950 m, Alpe di Melano: 900 m, S. Nicolao: 720 m; in der Valle d'Intelvi: W Lanzo: \pm 1000 m, Monticello: 970 m, N-Hang M. Alpe Nuovo: 1030 m, La Bolletta: 1135 m.

3. Terrassierte Moränen («Morenico a terrazzi»). Sie bilden die Moräenterrassenlandschaft unterhalb der Moränenwälle um Lanzo d'Intelvi, Piano delle Noci und S des M. Cecci, ferner gehören ihnen die Moräenterrassen an, welche sich bei Merigio der Wallmoräne des Filone M. Cristé anschliessen. Die Grundmoränen sind meist sehr frisch erhalten und führen zahlreiche gekritzte Geschiebe von lombardischem Kieselkalk. Auf den Hochflächen dieser Terrassenlandschaft finden sich überall mächtige Blöcke von kristallinem Material. Tiefere Terrassensysteme dieser Art treffen wir um Scaria.

Nach R. PRACCHI lassen sich diese verschiedenen Morärentypen verschiedenen Eiszeiten zuordnen. Sie sollen in der besprochenen Reihenfolge Mindel-, Riss- und Würm-Ablagerungen entsprechen. Diese Zuordnung ist jedoch keineswegs gesichert.

Reste einer höher reichenden Vergletscherung finden sich an einer Stelle in der obersten Valle Breggia. Auf ca. 1280 m treten im Bachbett der Breggia stark verwitterte kristalline Gerölle auf. Sie liegen etwa 140 m über den Wajlmoränen der Bollette und zeigen, dass eine frühere Vereisung über den Höhenzug des M. Orimento, dessen tiefste Stelle auf 1275 m liegt, ins oberste Breggia-Tal reichte. H. RENFER betrachtet diese Moränenreste, nach freundlicher persönlicher Mitteilung, als Riss-Maximum.

Die starke Verbauung des Valle d'Intelvi mit Moränenmaterial hatte verschiedenerorts die Ausbildung geschlossener Becken zur Folge, in welche fluvioglaziale Deltaschotter abgelagert wurden. Wir finden solche am schönsten aufgeschlossen W von Pradale, wo sie die Terrasse zwischen Pradale und Roccolo Manzoni bilden. Beim Fehlen günstiger Aufschlüsse lassen sich terrassierte Moränen und fluvioglaziale Schotter kaum unterscheiden. Möglicherweise beteiligen sich deshalb weitere Deltaschotter an der Bildung der Terrassen um Lanzo, in Frage käme dies vor allem für die Terrasse W Piano delle Noci. Fluvioglaziale Schotter treten besonders häufig auch in der Val Mara unterhalb Arogno auf, wo sie verschiedene Terrassensysteme bilden.

Die starke Verbauung verursachte weiterhin zahlreiche Flussverlegungen. Bekannt sind die Flussverlegungen der Breggia in ihrem Unterlauf (A. HEIM, 1906; L. VONDERSCHMITT, 1940). Junge, epigenetische Talläufe bilden überall den Ausgang der Täler (Valle dell'Alpe unterhalb Salorino, Val Mara zwischen Arogno und Maroggia, T. Soldo bei S. Mamete usw.). Besonders deutlich ist das Beispiel des T. Livone S von Osteno.

2. Sackungen

Ausgedehnte Sackungen kennzeichnen vor allem die steilen W-Hänge des M. Generoso und des M. La Sighignola. Besonders häufig sind sie im Bereich der Luganer Linie, am Fuss der steilen Kieselkalkwände, wo sie oft zu zahlreichen falschen Interpretationen der Tektonik geführt haben. Besonders deutlich wird dies am Beispiel der von L. VONDERSCHMITT (1937) beschriebenen Sackung von Castelletto. Wir haben deshalb verschiedene Sackungen ähnlicher Art bereits im tektonischen Teil besprochen. Besonders zahlreiche Sackungen treten auch innerhalb der Trias-Zone Arogno-Caprino auf. Häufig lassen sie sich nicht vom Anstehenden unterscheiden und erschweren so die Entzifferung der Tektonik ausserordentlich. Weitere Beispiele beschreibt P. LEHNER (1952, p. 153–157) vom W-Hang des M. Boglia und von der M.-Grona-Linie.

Ein grosser Teil dieser Sackungen wird von Moräne überlagert und ist deshalb inter- oder sogar praeglazialen Alters. Im Falle der Sackung von Castelletto konnte L. VONDERSCHMITT (1937) zeigen, dass die Sackung Moräne überlagert, jedoch ihrerseits von Moräne überlagert wird. Wahrscheinlich fällt ein grosser Teil der Sackungen mit grösseren Rückzugsbewegungen der Gletscher zusammen. Durch das Verschwinden der Gletscher wurden die steilen Hänge instabil und es kam zum Abrutschen grösserer zusammenhängender Sackungsmassen.

3. Bergstürze

Kleinere Bergstürze lassen sich häufig, besonders längs der Luganer Linie beobachten.

Auf einer grösseren Bergsturzmasse steht der Weiler von Erbonne im oberen Muggio-Tal. Der Bergsturz stammt vom SW-Hang des Pizzo della Croce, dessen Kieselkalkplatten ungefähr mit dem Hang einfallen. Durch den Bergsturz wurde die Breggia oberhalb Erbonne zu einem kleinen See gestaut, der mit der Zeit durch mächtige Schottermassen aufgefüllt wurde. Anschliessend frass sich die Breggia einen neuen Weg zwischen dem Bergsturz und dem gegenüberliegenden Talhang und schnitt dabei erneut in die Stauschotter ein.

Abstract

The Monte Generoso area is located between the lakes of Como and Lugano in the Lombardic Alps, Southern Switzerland and Northern Italy. Its post-Permian history is characterized by the following main features.

1. Marine sedimentation in the Lugano area began in the *lower Triassic* with the invasion of a shallow sea from the East. Near-shore deposits of breccias, conglomerates, sandstones and shales («*Servino-Verrucano-series*») overlie deeply weathered and eroded Hercynian basement rocks and Permian volcanics. In the *middle Triassic* increased subsidence lead to the development of thick carbonate shelf deposits whose sedimentary textures are generally obliterated by subsequent dolomitization («*Salvatore dolomite*»). These dolomites are covered by a sequence of gypsiferous marls, dolomites, sandstones, breccias, and conglomerates («*Raibler beds*», *Carnian*) that contain components of middle Triassic dolomites and Permian volcanics. These and the transgression of the «*Raibler beds*» on the Hercynian basement, exposed in Val Rezzo, are indicative of strong vertical oscillations at that time.

2. During the *Norian* two N-S-trending swells (Lugano swell, swell of Arolo-Gozzano) and basins (Generoso basin, Monte Nudo basin) began to evolve. *Norian* shallow water deposits («*Hauptdolomit*») change considerably in thickness along the Lugano swell. During the *Rhetic* and the *lower Lias* the structural development accelerated and huge normal faulting associated with block tilting caused marked heteropies over short distances (see fig. 18). (The paleotectonic evolution of the Lugano swell has been studied in great detail by F. WIEDENMAYER, 1963). Typical of the western border of the Generoso basin is a reduced facies with lutitic dolomites, oolites, spergenites and pelletal limestones comparable to the *Rhetic* rocks of the Lugano swell. They are overlain discontinuously by a peculiar type of syngenetic breccias associated with submarine faulting and the repeated intrusion of unconsolidated mud into fissures of the underlying rocks («*Macchia vecchia*»); by calcilutites and skeletal limestones («*Broccatello*», *Sinemurian*); and by lithic calcarenites which form the base of the lower Liassic siliceous limestones of the Generoso basin («*Lombardic siliceous limestone*»).

In the Generoso basin immediately to the East there was, at the same time, continuous deposition of several thousand meters of sediments. The *Norian* dolomites are conformably overlain by about 1000 meters of *Rhetic* sediments, starting with black, euxinic shales and marls grading into calcarenites and coral limestones and closing with a 100 m thick member of massive dolomite («*Conchodon dolomite*»). The lower *Lias* consists of 3000 to 4000 m of monotonous, dark coloured, slightly bituminous, spongelithic siliceous calcilutites («*Lombardic siliceous limestone*»), ranging in age from *Hettangian* to *lower Pliensbachian* (*Carixian*). They apparently mark the climactic stage of subsidence. Bedding is well developed and lamination, parallel or of current type, a rather common feature. Bands and nodules of chert are of an early diagenetic origin. In certain levels, especially at the base, dolomitization took place, but the original spongelithic texture is still visible. Despite the well bedded appearance of the «*Lombardic siliceous limestone*», there are frequent intrastratal disturbances due to penecontemporaneous slumping. Less common though no less important are graded and obviously redeposited calcirudites and calcarenites with lithic fragments of *Norian* dolomites, *Rhetic* calcarenites, and «*Broccatello*», as well as bioclastic elements, all issuing from the Lugano swell. It is in such turbidites that most of the fossils are found. Although of a neritic origin they are evidently not indicative of shallow water deposition but of resedimentation at the foot of a submarine slope. Slope deposition is also responsible for fluxoturbidites and pebbly mudstones. «*Reef limestones*», formerly believed to be autochthonous, in reality are exotic (slide) blocs, partly of *Rhetic* age. According to their microfacies they derive from the Lugano swell, corroborating the existence of escarpments between the swell and the Generoso basin. In contrast to the abrupt changes along the western border of the basin, its eastern margin shows a more gradual thinning of the sedimentary series.

Somewhat younger in age but of the same nature is the subsidence of the Monte Nudo basin, where Flysch-like deposits are found in the middle Lias of Cellina and Reno. Pebbles of Permian quartz porphyries in the turbidites and pebbly mudstones of the Monte Nudo basin indicate a western origin of detritic material, since middle Liassic rocks, comparable to «Broccatello» and «Macchia vecchia» formations of the Lugano swell, directly overlie Permian volcanics near Gozzano about 18 km farther SW. These sedimentary features and the marked changes in facies point to an early Jurassic origin of the great Lago Maggiore fault and demonstrate that it played a role similar to that of the normal faults between the Lugano swell and the Generoso basin. Combination of the available data suggests the development of a complicated mosaic of tilted blocs between the Norian and the Domerian. An analogous paleotectonic evolution seems to characterize also the upper and lower Austroalpine realm.

3. From the *Domerian* on starvation set in leading to the deposition of thin pelagic, «leptogeosynclinal» formations. There still were differences in subsidence and they caused the development of local swells and basins. The basinal sequences are characterized by continuous sedimentation of pelagic rocks: *nodular Cephalopod limestones* of *Domerian* age; red fossiliferous «*Ammonitico Rosso*» marls (*lower to middle Toarcian*); calcilutites and marls of *upper Lias* and *lower Dogger* and thinly bedded, siliceous and argillaceous calcilutites of *middle and ? upper Dogger*. Apart from normally sedimented rocks numerous intercalations of slumped beds, pebbly mudstones and turbidites occur, all exclusively consisting of pelagic material. In local swell zones sedimentation was often interrupted and reduced sedimentation or gaps are marked by reduced thickness or sharp discontinuities and the occurrence of glauconite. Uniformity in facies distribution was reached only with the deepwater deposits of the upper Jurassic and the lower Cretaceous. The «*Radiolarit ruppe*», ranging in age from *lower Malm* to *middle Tithonian*, consists of varicoloured silicipelites, red marly limestones with chert, nodular limestones and slump breccias. The latter ones are particularly characteristic of the passage to the white, chert-bearing calcilutites of the «*Maiolica*» formation (*Upper Tithonian to Barremian*).

4. During the *upper Cretaceous-Tertiary*, *Alpine orogeny* the structural evolution of the southern Alps was strongly influenced by the preexisting paleotectonic pattern. The present-day Lugano line («Lugano main fault»), a N-S-running, steeply E-dipping fault system, clearly corresponds to the Mesozoic system of normal faults between the Generoso basin and the Lugano swell. The original normal faults were reactivated by the Alpine orogeny with a considerable strike-slip component; former interpretations as a thrust are contradicted by field evidence. The different sides of the fault show a sharply contrasting style of tectonic deformation, corresponding to the different rock types involved. In the western compartment with its massive Permian volcanics and rigid Triassic dolomites steep faults, graben-like synclines and tilted blocks prevail and there is an interference of SW- and W-trending elements, which may be caused by preexisting features (e.g. distribution of Permian volcanics) rather than by different alpine phases. In the eastern compartment the thick, well bedded sequence of Rhetian and Liasic shales and limestones of the former Generoso basin was intensely folded, and different phases of folding may be distinguished. In the southern Generoso mountains SSW-striking gentle folds are found, which are deformed by the large Generoso overthrust in the North and a flexure zone in the South («Randflexur»). These SSW-trending folds are possibly related to a pre-Oligocene orogenetic phase, which is documented by an unconformity at the base of the Oligo-Miocene Molasse of the southern Alps. Later on, in the uppermost Miocene to lower Pliocene, the Molasse was tilted as the flexure developed, and simultaneously a complex system of E-W-striking asymmetric folds was formed in the northern Generoso mountains and thrust southward along the Generoso overthrust.

Riassunto

Il presente lavoro si occupa dell'evoluzione sedimentaria e strutturale del gruppo del Monte Generoso, situato tra i laghi di Lugano e di Como nelle Prealpi lombarde.

1. Nel Luganese la sedimentazione marina iniziò nel *Trias inferiore* colla trasgressione di un mare basso procedendo da Est verso Ovest. Il cristallino ercinico, profondamente alterato ed eroso, e le vulcaniti permiane sono ricoperti dai sedimenti detritici della «serie Servino-Verrucano», rappresentata da un'alternanza di breccie e di conglomerati, di arenarie e di argilliti e marne siltose. Il *Trias medio* degli Alpi meridionali è caratterizzato da una subsidenza marcata che portò alla deposizione di una pila potente di rocce carbonatiche, delle quali i fossili e le tessiture sono per lo più obliterati dalla dolomitizzazione subseguente. Nella nostra regione non si prestano a suddivisioni («*Dolomia del San Salvatore*», Anisico-Ladinico). Segue una serie molto variabile di marne e dolomie in parte gessifere, di arenarie dolomitiche, breccie e conglomerati («*Strati di Raibl*», Carnico), che contengono frammenti della dolomia mediotriassica e delle vulcaniti permiane. Questi componenti, assieme colla trasgressione del Raibiano sul basamento ercinico esposta in Val Rezzo (P. LEHNER, 1952), indicano oscillazioni verticali marcate durante il Carnico.

2. Nel Norico cominciava la formazione di due soglie (soglia di Lugano, soglia di Arolo-Gozzano) e di due bacini (bacino del Monte Generoso, bacino del Monte Nudo) orientati Nord-Sud. Il Norico è sviluppato uniformemente nella ben nota facies della «*Dolomia principale*» — facies di mare molto sottile —; la sua potenza però aumenta sensibilmente dalla soglia di Lugano al bacino del Monte Generoso. Nel Retico e nel *Lias inferiore* l'evoluzione strutturale s'accentuò e portò a delle eteropie spiccate. Una tettonica di dilatazione molto intensa produsse un mosaico complicato di blocchi inclinati, separati da faglie normali, che influenzarono la sedimentazione (vedi fig. 18). (L'evoluzione paleotettonica della soglia di Lugano fu studiata in grande dettaglio da F. WIEDENMAYER, 1963). Il margine occidentale del bacino del Monte Generoso è caratterizzato da una serie discontinua. Il Retico, trasgressivo sulla Dolomia principale, consiste di dolomie lutitiche e cristalline, in parte con glauconite, di ooliti, spergeniti e calcari a pelletoidi, comparabili ai depositi retici della soglia di Lugano. Sono ricoperti a loro volta con discontinuità da breccie singenetiche («*Macchia vecchia*»), da calcilutiti prevalentemente bioclastiche («*Broccatello*», Sinemuriano) e da calcareniti litiche e bioclastiche, che formano la base dei calcari selciferi del bacino del Monte Generoso.

Nel bacino del Monte Generoso poco ad Est c'era deposizione continua. Alla «*Dolomia principale*» si sovrappongono circa mille metri di strati retici. Cominciano con dei scisti marnosi euxinici, ai quali verso l'alto s'intercalano delle calcareniti oolitiche e spergenitiche e dei calcari a coralli. La serie retica si chiude con un complesso di calcare massiccio spesso dolomitizzato («*Dolomia a Conchodon*»). Il Liassico inferiore è costituito da calcilutiti selciferi, scure, leggermente bituminose, spongolitiche («*Calcari selciferi lombardi*»), che rappresentano i piani dall'*Hettangiano* fino al *Pliensbachiano inferiore* (*Carixiano*). Nella parte centrale del bacino raggiungono una potenza tra 3000 e 4000 metri. Ovviamente marcano la fase parossismale della subsidenza. I calcari selciferi si presentano sempre ben stratificati, in banchi da pochi centimetri fino al metro e mostrano spesso una laminazione fine, parallela o obliqua («*current lamination*»). Noduli e liste di selce si sovrappongono spesso a questa laminazione sinsedimentaria; sono quindi di origine diagenetica. In qualche livello, specialmente alla base della formazione, si hanno degli intervalli dolomitizzati, nei quali però le tessiture originali sono ancora visibili. Nonostante la stratificazione sempre ben sviluppata si notano delle deformazioni intrastratali frequenti dovute a dei fenomeni di scivolamento penecontemporaneo («*slumping*»). Delle calciruditi e calcareniti gradate ed ovviamente ridepositate contengono dei frammenti litici di dolomia norica, di calcareniti retiche e di «*Broccatello*» e soprappiù delle componenti bioclastiche, provenienti tutt'insieme dalla soglia di Lugano. È in queste intercalazioni di torbiditi che si trovano quasi tutti i fossili. Nonostante il loro carattere neritico non sono indicativi per un sedimento di mare poco profondo, ma per una risedimentazione alla base di un pendio sottomarino. Esistono vari tipi di transizione tra le torbiditi e dei conglomerati di scivolamento («*slump conglomerates*»). Calcari recifali, finora considerati autoctoni, si sono rivelati come blocchi esotici (olistoliti), in parte di età retica (Alpe Bolgia, Val So'da). Secondo la loro microfacies anche loro derivano dalla soglia di Lugano, indicando anch'essi la

presenza di dirupi sottomarini legati ad un sistema di faglie normali singenetiche, che coincide colla linea di Lugano (faglia principale di Lugano) attuale.

Una evoluzione sedimentaria analoga, ma di età più recente si trova nel bacino del Monte Nudo a ponente della soglia di Lugano. Il «Calcere selcifero lombardo» è trasgressivo sul Retico ridotto o sulla «Dolomia principale» e presenta soprattutto nella sua parte superiore (Lias medio) un aspetto «flyschoid». Componenti di porfidi quarziferi nelle torbiditi e nelle «slump breccias» del Lias medio di Cellina e di Reno documentano una provenienza occidentale del materiale detritico. Una soglia analoga a quella di Lugano si trova infatti nella regione del basso Lago Maggiore. A Gozzano, ca. 18 km più a Sudovest, il Lias medio, in facies comparabile alle formazioni del «Broccatello» e della «Macchia vecchia», giace direttamente sulle vulcaniti permiane. I fenomeni sedimentari nel bacino del Monte Nudo ed i cambiamenti rapidi di facies indicano una origine eogiuassica anche della faglia del basso Lago Maggiore, analoga al sistema di faglie tra la soglia di Lugano e il bacino del Monte Generoso. Dalla combinazione di tutti i dati disponibili risulta la ricostruzione di un mosaico di blocchi inclinati, sviluppatosi tra il Norico e il Lias medio. Sembra che una evoluzione paleotettonica analoga caratterizzi anche la regione dell'Austroalpino superiore ed inferiore.



3. A partire dal Domeriano si depositarono delle formazioni pelagiche poco potenti di carattere «lepto-geosinclinale». Differenze di subsidenza portarono alla formazione di soglie e bacini locali tuttora in ambiente pelagico. Nei bacini si seguono senza lacuna visibile: *calcari mandorlati a cefalopodi*, bianchi o rosso vino del *Domeriano*; marne rosse nodulari del «*Ammonitico rosso*» (s. str., *Toarciano inferiore-medio*); calcilutiti ben stratificate alternanti a marne rosse (*Toarciano superiore e Dogger inferiore*) e calcilutiti argillose silicee (*Dogger medio-superiore*). Oltre agli strati normalmente sedimentati vi sono intercalazioni numerosi di strati contorti per scivolamento gravitativo («slumping»), di «slump conglomerates» e di torbiditi, che consistono però esclusivamente di materiale bioclastico pelagico, di ciottoli intraformazionali e qualche volta di componenti litici di rocce consolidate. Queste intercalazioni producono varie complicazioni nella successione biostratigrafica. Nelle zone di soglia la sedimentazione ridotta o interrotta si riconosce per degli spessori ridotti o per le lacune lito- e biostratigrafiche connesse a delle discontinuità marcate (glauconite). Questi bacini e soglie però non si adattano a quelli del Lias inferiore, mostrano invece una distribuzione molto irregolare e variabile. Solo nel Giurassico superiore compare una distribuzione di facies molto uniforme relativa a dei depositi di mare molto profondo. Il «*Gruppo delle radiolariti*» (*Giurassico superiore-Titonico medio*) consiste di silicipeliti varicolori, calcilutiti marnose rosse con noduli e liste di selce, di calcari nodulari a selce e di breccie intraformazionali. Quest'ultime formano la zona di passaggio alla ben nota formazione della «*Maiolica*» (*Titonico superiore-Barremiano*).

4. Durante l'*orogenesi alpina* l'evoluzione strutturale delle Alpi meridionali fu largamente influenzata dalla situazione paleotettonica preesistente. La linea di Lugano (faglia principale di Lugano), che si presenta attualmente come piano di faglia con andamento Nord-Sud ed inclinazione forte verso Est, corrisponde chiaramente al sistema di faglie mesozoiche tra il bacino del Monte Generoso e la soglia di Lugano. Le faglie normali originali si sono reattivate durante l'*orogenesi alpina* non solo in senso verticale, ma anche traslativo. I due lati della linea presentano uno stile tettonico molto diverso corrispondente ai diversi tipi petrografici. Nel compartimento occidentale, dove prevalgono le vulcaniti permiane massicce e le dolomie triassiche rigide, si hanno piuttosto delle zolle alzate ed inclinate e delle sinclinali strette, abbassate, separate da faglie inverse fortemente inclinate. Questi elementi mostrano una interferenza di strutture ad andamento SO-NE ed E-O, che sembra però dovuto piuttosto a delle strutture preesistenti (per esempio la distribuzione delle vulcaniti permiane) che a differenti fasi alpine. Nel compartimento orientale la pila potente, ben stratificata di marne e calcari reticoliasici fu piegata intensamente e delle fasi differenti possono essere distinte. Nella parte meridionale del gruppo del Monte Generoso si trovano delle pieghe semplici, orientate SSO-NNE, che sono deformate da un sovrascorrimento a Nord (sovrascorrimento del Monte Generoso) e da una flessura a Sud. Probabilmente si sono formate durante una fase preoligocenica documentata dalla discordanza alla base della gonfolite oligo-miocenica (Molassa delle Alpi meridionali). Durante una ulteriore fase (Miocene superiore-Pliocene inferiore) la gonfolite è stata leggermente dislocata, quando la flessura si è formata. Nello stesso periodo nella parte settentrionale del gruppo del Monte Generoso un sistema di pieghe asimmetriche ad andamento E-O si formò e fu sovrascorso verso Sud lungo il sovrascorrimento del Monte Generoso.

Tektonische Karte des Luganese

☐ Quartär

Grundgebirge

-  **Fallen < 50°**
 **horizontale Schichten**
- 1 : 75'000
 0 1 2 3 4 5 km

Lage der Profile

