

Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz

herausgegeben von der
Schweizerischen Geologischen Kommission ©
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

Materiali
per la Carta Geologica della Svizzera

pubblicati della
Commissione Geologica Svizzera ©
(Organo della Società Elvetica di Scienze Naturali)

Neue Folge, 159. Lieferung

Bernhard Andreas Gunzenhauser

Basel

**Zur Sedimentologie und Paläogeographie
der oligo-miocänen Gonfolite Lombarda
zwischen Lago Maggiore und der Brianza
(Südtessin, Lombardei)**

Mit 89 Textfiguren und 2 Tabellen

1985

Druck Stämpfli + Cie AG, Bern

Matthias
Geologische Karte der Schweiz
Geologische Karte der Schweiz
Geologische Karte der Schweiz
Geologische Karte der Schweiz

Geologische Karte der Schweiz
Geologische Karte der Schweiz
Geologische Karte der Schweiz
Geologische Karte der Schweiz

Neue Folge, 18. Lieferung

Bernhard Andreas Günszner

1874

Zur Sedimentologie und Paläogeographie der oligo-miocänen Gontiole Lombrats zwischen Lago Maggiore und der Rhodane

(Zusammenfassung)

Basel und des Kantons Tessin

Vorwort der Geologischen Kommission

Die Grundlage zur vorliegenden Arbeit, die im Rahmen einer Dissertation unter Leitung von Prof. D. Bernoulli am Geologischen Institut der Universität Basel ausgeführt wurde, bilden zahlreiche, detailliert aufgenommene Schichtprofile in der lombardischen subalpinen Molasse im Gebiet zwischen dem Lago Maggiore im Westen und der Brianza im Osten. Die sedimentologische Auswertung der Gesteinsabfolgen erlaubte Rückschlüsse auf die faziellen und paläogeographischen Verhältnisse während der Ablagerung dieser klastischen Bildungen. Die Sedimentationsgeschichte der Gonfolite Lombarda wurde anschliessend in Beziehung gebracht zum regionalgeologischen Geschehen in den Südalpen.

Herr Dr. P. Homewood (Fribourg) stellte sich freundlicherweise zur Verfügung, die Begutachtung des Manuskriptes zu übernehmen. Anlässlich ihrer Sitzung vom 12. März 1983 hat dann die Geologische Kommission beschlossen, die vorliegende Arbeit von Herrn Gunzenhauser in der Serie der «Beiträge» herauszugeben. Da der Autor unmittelbar nach Abschluss seines Studiums ins Ausland dislozierte, ergab sich eine Verzögerung in der Drucklegung seiner Arbeit.

Herr Gunzenhauser wird an die Satz- und Druckkosten einen finanziellen Beitrag leisten, wofür ihm die Kommission den besten Dank ausspricht.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich. Die Belegsammlung zur Dissertation befindet sich im Geologischen Institut der Universität Basel.

Basel, im September 1984

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. W. Nabholz

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit über die Sedimentologie der Gonfolite Lombarda entstand auf Anregung von D. Bernoulli. Die Untersuchungen im Feld führte ich in den Jahren 1979–1981 durch. Die anschliessende Auswertung erfolgte im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Basel und wurde im Frühjahr 1982 abgeschlossen.

Folgenden Personen möchte ich an dieser Stelle danken:

- D. Bernoulli für gemeinsame Exkursionen inner- und ausserhalb des Bearbeitungsgebietes, für die Betreuung, Diskussionen und seine Kritik sowie für manche wertvolle Ratschläge während der ganzen Zeit,
- A. Matter für anregende Diskussionen, kritische Durchsicht des Manuskriptes und für eine gemeinsame Exkursion ins Arbeitsgebiet,
- H. Oberhänsli für die Bestimmung der benthonischen Foraminiferen, für gemeinsame Diskussionen und Exkursionen,
- M. Biolzi für die Bestimmung der planktonischen Foraminiferen und des Nannoplanktons,
- R. Herb für die Begutachtung der Foraminiferen in Geröllen aus der Ternate-Formation,
- Ph. Allen und A. Zingg für gemeinsam verbrachte Feldtage und anregende Diskussionen,
- P. Homewood für seine kritische Durchsicht des Manuskriptes,
- der AGIP Mineraria (S. Donato, Milanese), insbesondere M. Pieri und L. Mattavelli für die Erlaubnis, Bohrprofile und -kerne aus der Poebene zu studieren,
- meinen Studienkollegen und Feldnachbarn M. Häring und M. Bichsel für die vielen gemeinsam verbrachten Feldtage, bei denen wir uns gegenseitig in der Arbeit unterstützten und viele sedimentologische Aspekte von Flysch-Ablagerungen diskutierten,
- meinen Studienkollegen B. Gürler und B. Meier für manche Diskussionen im Institut,
- R. Guggenheim für die Benützung der REM-Einrichtungen,
- M. Düggelin, G. Lüond, S. Bowald und Th. Catin für die Erledigung der photographischen Arbeiten,
- E. Wagner für die Anfertigung der Dünnschliffe.

Es ist mir ein ganz besonderes Anliegen, Lilly und Tiziano Scarabelli in Seseglio zu danken für ihre freundliche Aufnahme in ihrem Haus und für alles, was sie für mich getan haben.

Meinen Eltern gilt mein aufrichtiger Dank für das Verständnis und ihre Unterstützung, die sie mir während der ganzen Studienzeit zukommen liessen.

Der Druck dieser Arbeit wurde ermöglicht durch die grosszügige Unterstützung durch den Dissertationenfonds der Universität Basel und den Kanton Tessin. Den genannten Institutionen, Herrn Rektor W. Hill und Herrn Regierungsrat F. Caccia spreche ich meinen besten Dank aus.

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Geologischen Kommission.....	3	3.4.2 Beschreibung der Konglomerat-Typen in der Gonfolite-Gruppe und ihre Interpre- tation	66
Vorwort des Verfassers	4	3.4.3 Sandsteine in den Konglomeraten	76
Verzeichnis der Textfiguren und Tabellen	6	3.5 Sammelprofile	77
1. Einleitung		3.5.1 Profil A: Bernate	77
1.1 Arbeitsgebiet	9	3.5.2 Profil B: Varese-Malnate	77
1.2 Historisches	10	3.5.3 Profile C, D und E: Cantello – M. Mo- rone, Cagno, Rodero	78
1.3 Zielsetzung, Arbeitshypothesen	12	3.5.4 Profil F: Seseglio–Drezzo	80
2. Stratigraphie		3.5.5 Profil G: Cavallasca – Val Grande	80
2.1 Chiasso-Formation	14	3.5.6 Profil H: Como–Prestino	82
2.2 Como-Formation	16	3.5.7 Profil I: Camerlata	86
2.2.1 Castello-Formationsglied	18	3.5.8 Profil K: Fornaci	87
2.2.2 Oberes Como-Formationsglied	19		
2.2.3 Ligurno-Formationsglied	19	4. Assoziierte und äquivalente Formationen der Gon- folite Lombardia	
2.2.4 Gioghi-Formationsglied	20	4.1 Die Konglomerat-Vorkommen bei Prella	90
2.2.5 Cagno-Formationsglied	20	4.2 Distale Äquivalente der Gonfolite-Gruppe un- ter der Poebene	91
2.3 Prestino-Formation	21	4.3 Montorfano Bresciano	95
2.4 Val Grande-Formation	21	4.4 Lago di Garda	96
2.5 Lucino-Formation	23	5. Paläogeographie und Paläotektonik	
3. Sedimentologie		5.1 Die Auflagerung der Gonfolite-Gruppe	97
3.1 Methodik, Profilaufnahme und -darstellung ...	24	5.2 Sedimentäre Entwicklung der Gonfolite- Gruppe und ihre Interpretation als submariner Fächer	98
3.2 Abkürzungs- und Symbolverzeichnis, Legende zu den Profilen	25	5.3 Die Gonfolite Lombardia und ihre Beziehung zur paläogenen Phase in den Alpen	102
3.3 Fazies-Analyse der Einzelprofile	25	5.4 Schlussfolgerungen	106
3.3.1 Einzelprofile der Chiasso-Formation und Überlagerung durch die Como-Forma- tion	27		
3.3.2 Einzelprofile der Como-Formation	37	Zusammenfassung	108
3.3.3 Einzelprofile der Prestino-Formation ...	48	Abstract	109
3.3.4 Einzelprofile der Val Grande-Formation .	52	Riassunto	110
3.4 Sedimentologie der konglomeratischen Forma- tionen	64	Literaturverzeichnis	111
3.4.1 Transport- und Ablagerungsprozesse von marinen Konglomeraten	64	Kartenverzeichnis	114

Verzeichnis der Textfiguren und Tabellen

	Textfiguren	Seite
Fig. 1	Arbeitsgebiet mit Aufschlüssen der Gonfolite Lombarda	9
Fig. 2	Übersicht über die Formationen der Gonfolite Lombarda	10
Fig. 3	Formationen und Formationsglieder der Gonfolite Lombarda	13
Fig. 4	Schematische Übersicht der Verteilung der wichtigsten Lithologien in der Gonfolite Lombarda	13
Fig. 5	Chiasso-Formation bei Bernate	15
Fig. 6	Spurenfossilien in der Chiasso-Formation	15
Fig. 7	Überlagerung der Chiasso-Formation durch Konglomerate der Como-Formation	16
Fig. 8	Castello-Formationsglied der Como-Formation	18
Fig. 9	Cagno-Formationsglied der Como-Formation	20
Fig. 10	Val Grande-Formation: «Thickening upward cycles»	22
Fig. 11	«Coarse-tail» gradierter «pebbly sandstone» in der Val Grande-Formation	22
Fig. 12	Spurenfossilien in der Val Grande-Formation	23
Fig. 13	Legende zu den Einzel- und Sammelprofilen	26
Fig. 14	Aufschlüsse im Gebiet südlich des Lago di Varese	27
Fig. 15	Profil 1: Bernate	28
Fig. 16	Intraformationelle Diskordanzen in der Chiasso-Formation, Profil Bernate	29
Fig. 17	Kanal in der Chiasso-Formation, Profil Bernate	29
Fig. 18	Lage der Profile im Gebiet von Como, Chiasso und Lurate Caccivio	30
Fig. 19	Profil 2: Rio della Maiocca	31
Fig. 20	Röntgen-Aufnahme eines Turbidites aus der Chiasso-Formation, Profil Rio della Maiocca	32
Fig. 21	Skizze der Basis der Como-Formation im Aufschluss Ponte Chiasso	33
Fig. 22	Diskordante Auflagerung der Como-Formation, Aufschluss Ponte Chiasso	33
Fig. 23	Aufschlüsse der Gonfolite Lombarda in der Brianza	34
Fig. 24	Profil 4: Fornaci	35
Fig. 25	? <i>Fucusopsis</i> in der Chiasso-Formation, Profil Fornaci	36
Fig. 26	Dünnbankige und feinkörnige Sandstein-Turbidite in grauen Peliten, Chiasso-Formation, Profil Fornaci	36
Fig. 27	Profil 5: Rio dei Gioghi	37
Fig. 28	Sandsteine im Gioghi-Formationsglied, Profil Rio dei Gioghi	38
Fig. 29	Profil 6: Seseglio	39
Fig. 30	Typ B-Konglomerate, Como-Formation, Profil Seseglio	40
Fig. 31	Aufschluss-Skizze Drezzo, Como-Formation	41
Fig. 32	Aufschluss 7: Drezzo, alter Steinbruch, Como-Formation	41
Fig. 33	Profil 8: San Fermo-West	42
Fig. 34	Invers gradierte Konglomerate, Como-Formation, Profil San Fermo-West	44
Fig. 35	Laminierte Sandsteinlage, Como-Formation, Profil San Fermo-West	44
Fig. 36	Profil 9: San Fermo-Ost	45
Fig. 37	Profil 10: Steinbruch Prestino	46
Fig. 38	Profil 11: Castello	47
Fig. 39	Castello-Formationsglied, Profil Castello: Sandstein-Turbidite der Fazies E	48
Fig. 40	Profil 12: Prestino	49
Fig. 41	Prestino-Formation: Sandsteine der Fazies E und C ₁ , Profil Prestino	50
Fig. 42	<i>Teichichnus</i> -Spuren in Peliten der Prestino-Formation, Profil Prestino	50
Fig. 43	Profil 13: Breccia	51
Fig. 44	Submarin verrutschter «pebbly mudstone», Prestino-Formation, Profil Breccia	52
Fig. 45	Profil 14: Cavallasca	53
Fig. 46	Profil 15: Val Grande 1	54
Fig. 47	Spuren von <i>Thalassinoides</i> , Val Grande-Formation, Profil Val Grande 1	55
Fig. 48	Kristallin-Geröll in massigen Sandsteinen, Profil Val Grande 1	56
Fig. 49	Profil 16: Val Grande 2	57
Fig. 50	Profil 17: Val Grande 3	58
Fig. 51	Oberer Teil Profil Val Grande 3, Val Grande-Formation	59
Fig. 52	Profil 18: Casella	59
Fig. 53	Profil 19: Renevorto	60
Fig. 54	Profil 20: Ravona di sopra	60
Fig. 55	«Coarse-tail»-gradierte Sandsteinschicht der Fazies C ₁ , Val Grande-Formation, Profil Ravona di sopra	61
Fig. 56	? <i>Zoophycos</i> oder ? <i>Rhizocorallium</i> , Val Grande-Formation, Profil Ravona di sopra	61
Fig. 57	Profil 21: Ravona di sotto	62
Fig. 58	Profil 22: Autostrada	63
Fig. 59	Submarin verrutschte Zone, Val Grande-Formation, Profil Autostrada	65
Fig. 60	«Dish-structures», Val Grande-Formation, Profil Autostrada	65

Fig. 61	Zusammenstellung der Konglomerat-Typen in der Gonfolite-Gruppe	67
Fig. 62	Typ A-Konglomerate, Como-Formation, Profil San Fermo-Ost	68
Fig. 63	Typ B-Konglomerat, Como-Formation, Profil San Fermo-West	70
Fig. 64	Typ B-Konglomerat, Como-Formation, Profil Seseglio	70
Fig. 65	Typ C-Konglomerate, Como-Formation, Profil Rio della Maiocca	72
Fig. 66	Linsige Ausbildung der Typ C-Konglomerate, Como-Formation, Profil Rio della Maiocca	72
Fig. 67	Typ C-Konglomerate, Como-Formation, Profil Rio della Maiocca	73
Fig. 68	Typ C-Konglomerate, Como-Formation, Weg Como – Castello Baradello	73
Fig. 69	Typ C-Konglomerate, Como-Formation, Profil Rio della Maiocca	74
Fig. 70	Typ D-Konglomerate, Como-Formation, Aufschluss Drezzo	75
Fig. 71	Linsige Sandsteinschicht in den Konglomeraten der Como-Formation, Como	75
Fig. 72	Kreuzgeschichtete Sandsteinlage, Como-Formation, Profil San Fermo-West	76
Fig. 73	Sammelprofil A: Region Bernate (Varese)	77
Fig. 74	Sammelprofil B: Varese–Malnate	78
Fig. 75	Sammelprofil C: Cantello – M. Morone	78
Fig. 76	Sammelprofil D: Ligurno–Cagno	79
Fig. 77	Sammelprofil E: Rodero	79
Fig. 78	Sammelprofil F: Seseglio–Drezzo	81
Fig. 79	Sammelprofil G: Cavallasca – Val Grande	82
Fig. 80	Sammelprofil H: Como–Prestino	83
Fig. 81	Sammelprofil I: Camerlata	86
Fig. 82	Sammelprofil K: Fornaci (Brianza)	87
Fig. 83	Zusammenstellung der Sammelprofile A–K	88/89
Fig. 84	Lokalitäten der erwähnten Bohrungen in der Poebene	92
Fig. 85	Zusammenstellung der Bohrprofile aus der Poebene	93
Fig. 86	Fazies der Gonfolite Lombarda (Miocaen), Bohrungen Trenno	94
Fig. 87	Fazies der Gonfolite Lombarda (Oligocaen–Miocaen), Bohrungen Trenno und Coccaglio	95
Fig. 88	Interpretation der Fazies-Assoziationen in der Gonfolite Lombarda	99
Fig. 89	Hypothetische Rekonstruktion des lombardischen Beckens zur Zeit des unteren Miocaens	101

Tabellen

Tab. 1	Faunenliste der Gonfolite Lombarda	104/105
Tab. 2	Fundpunkte der Proben in Tabelle 1	107

1. Einleitung

1.1 Arbeitsgebiet

Die oligo-miocaene Gonfolite Lombarda (= Gonfolite-Gruppe) ist eine grobklastische Serie, aufgeschlossen in einem Streifen am Fusse der Südalpen zwischen Lago Maggiore und der Brianza (Fig. 1). Die maximal 3,6 km mächtige Serie fällt gegen Süden ein. Das Fallen nimmt dabei von etwa 55 Grad am morphologischen Alpenrand allmählich auf etwa 25 Grad in den südlichsten Aufschlüssen ab. Die Streichrichtung verläuft schaufelartig gebogen von SE im Osten nach NE im Westen.

Figur 2 gibt eine Übersicht über die Verteilung der Formationen in der Gonfolite Lombarda, wie wir sie in dieser Arbeit gebrauchen. Die Auflagerung der Gonfolite Lombarda erfolgt mit einer Winkeldiskordanz auf Gesteine verschiedenen Alters. Den Kontakt kann man heute allerdings nirgends beobachten. Zu Beginn des Jahrhunderts konnte aber HEIM (1906) bei Ponte Chiasso ein durchgehendes Profil vom Lias bis in die Como-Formation studieren. HEIM betrachtete zwar die älteste Formation der Gonfolite-Gruppe, die Chiasso-Formation, als zur kretazischen Scaglia gehörend, doch wiesen die Aufnahmen von LONGO (1968) Scaglia des Albian im Liegenden der Chiasso-Formation nach. Bei Como greift die Gonfolite Lombarda bis auf den Lombardischen Kieselkalk. Bei Travedona (Varese) beobachten wir die jüngste Unterlage. Es sind die obereocaenen, vorwiegend bioklastischen Resedimente der Ternate-Formation. Überlagert wird die Gonfolite Lombarda diskordant durch das obermiocaene (Messiniano) Pontegana-Konglomerat (VONDERSCHMITT 1940, BINI et al. 1978) und das marine Pliocaen.

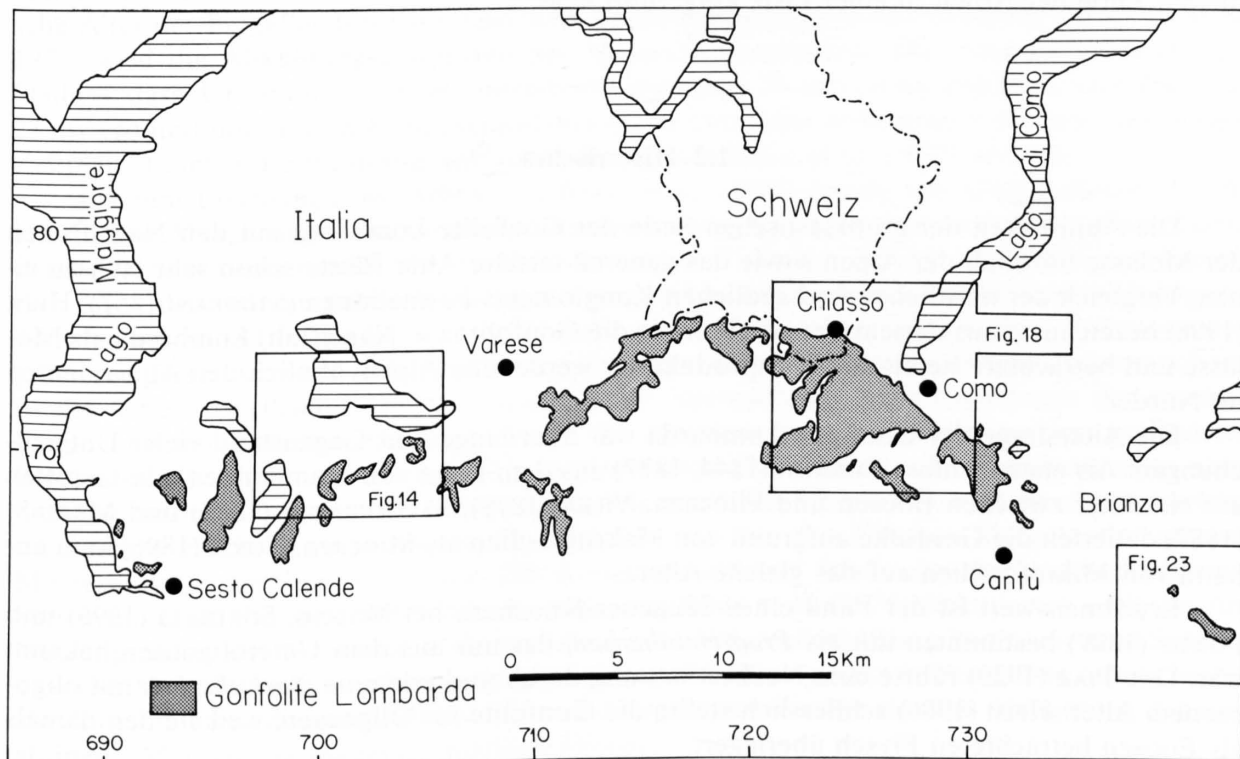


Fig. 1: Arbeitsgebiet mit Aufschlüssen der Gonfolite Lombarda.
Kärtchen der eingerahmten Gebiete mit der Lage der Einzelprofile sind im Kapitel 3.3 zu finden.

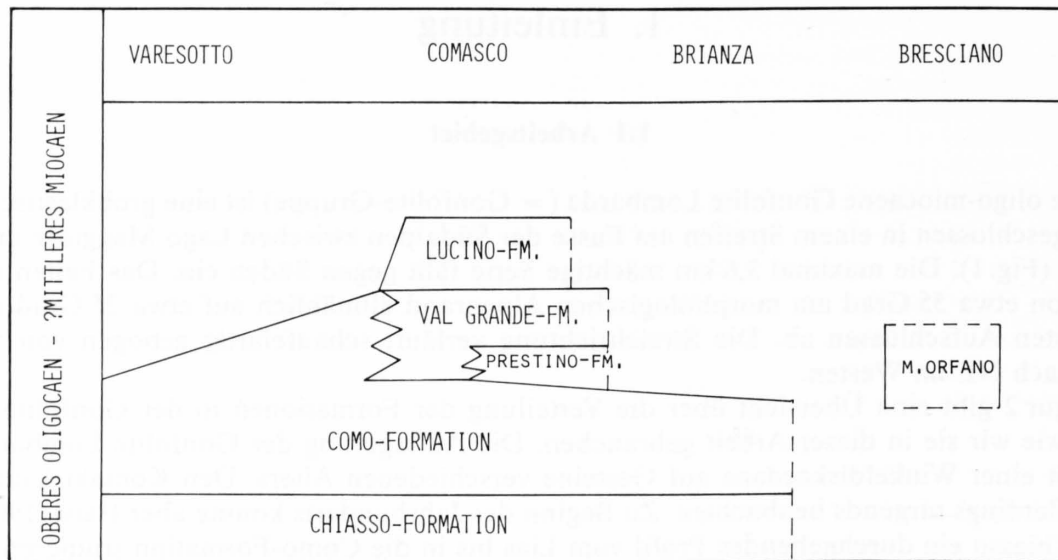


Fig. 2: Übersicht über die Formationen der Gonfolite Lombarda.

Der Gonfolite Lombarda altersmässig entsprechende Serien treten erst weiter im Osten zwischen Bergamo und Brescia und am Lago di Garda auf. Am Montorfano Bresciano sind es Konglomerate unsicherer stratigraphischer Stellung (VECCHIA 1954), am Lago di Garda karbonatische Flachwasser-Sedimente (VENZO 1934; CITA 1949, 1955; ZINONI 1951; HAGN 1956). Die distaleren Äquivalente der Gonfolite Lombarda unter der Poebene konnten in verschiedenen Bohrungen der AGIP studiert werden (RIZZINI & DONDI 1978).

Für die detaillierten Lokalisangaben wird auf die topographischen Karten verwiesen, die am Ende der Arbeit in einer Liste aufgeführt sind.

1.2 Historisches

Die Ähnlichkeit der grobklastischen Serie der Gonfolite Lombarda mit den Nagelfluhen der Molasse nördlich der Alpen sowie das generell tertiäre Alter führte schon sehr früh zu einem Vergleich der nördlichen und südlichen Konglomerat-Formationen (STOPPANI 1857). HEIM (1906) bezeichnete aus diesem Grund als erster die Gonfolite (= Nagelfluh) Lombarda als Molasse und betrachtete sie als Erosionsprodukt der werdenden Alpen, ähnlich den Äquivalenten im Norden.

Die Altersfrage der Gonfolite Lombarda war über lange Zeit Gegenstand vieler Untersuchungen. Als erster schloss CURIONI (1844, 1877) aus dem Fund von Nummulitenkalk-Geröllen auf ein Alter zwischen Eocaen und Pliocaen. VILLA (1878), SALMOJRAGHI (1882) und MARIANI (1887) datierten die Gonfolite aufgrund von Makrofossilien als Miocaen, CORTI (1896) kam anhand von Mikrofossilien auf das gleiche Alter.

Erwähnenswert ist der Fund eines Säugetier-Knochens bei Maccio. SORDELLI (1896) und PORTIS (1899) bestimmten ihn als *Prodremotherium*, das nur aus dem Unteroligocaen bekannt war. DAL PIAZ (1929) führte eine Neubestimmung durch und erkannte *Bachitherium* mit oligocaenem Alter. HEIM (1906) schliesslich stellte die Gonfolite ins Oligocaen, weil sie den damals als Eocaen betrachteten Flysch überlagert.

In den fünfziger Jahren erschien eine Reihe von Arbeiten, die sich mit der Datierung der Gonfolite mittels Foraminiferen befassten. CONSONNI (1953) untersuchte die Aufschlüsse der

Brianza, VILLA (1955) diejenigen südlich des Lago di Varese, SANTINI (1956) publizierte Daten über die Abfolge SW von Como. CITA (1957) fasste alle diese und eigene Resultate zusammen. Demzufolge umfasst die ganze Serie der Gonfolite Unteroligocaen (Chiasso-Formation) bis unteres Mittelmioocaen (jüngste aufgeschlossene Schichten südöstlich von Como). Die bisher modernste biostratigraphische Untersuchung der Gonfolite Lombardia wurde von RÖGL et al. (1975) publiziert. Diese Autoren datierten die pelitischen Gesteine der Chiasso- und der Prestino-Formation mit planktonischen Foraminiferen, kalkigem Nannoplankton und Pollen. Die Chiasso-Formation ist demnach oberes Rupelian bis unteres Chattian (NP24, P21). Der untere Teil der Prestino-Formation gehört ebenfalls noch ins oberste Chattian (NP25), der obere Teil ins Aquitanian (N4, N5).

Verschiedene Autoren befassten sich mit der Untersuchung der Konglomerat-Komponenten und deren Herkunft. CHELUSSI (1903) bezeichnete das Veltlin als möglichen Herkunftsort. PFISTER (1921) beschrieb ausführlich die verschiedenen Komponenten und ordnete sie den ostalpinen Decken, der Bergeller Intrusion und südalpinem Grundgebirge und Sedimenten zu. LONGO (1968) hat in seiner Arbeit über die südalpine «Molasse» die Gerölle einer systematischen Untersuchung unterworfen. Als Herkunftsgebiete konnte er insubrisches Kristallin, die Bergeller Intrusion, ostalpine (Err-Bernina) und penninische Decken sowie südalpine Sedimente nachweisen.

Mit der Neudatierung der Gonfolite durch RÖGL et al. (1975) konnte der scheinbare Widerspruch gelöst werden, der durch radiometrische Altersbestimmung an Gesteinen des Bergeller Intrusivkomplexes entstanden war. GRÜNENFELDER & STERN (1960) hatten an Zirkonen der Bergeller Intrusion Werte von 30 und 25 Millionen Jahren erhalten, während GULSON & KROGH (1973) Zirkone aus den Graniten und aus Geröllen in der Gonfolite Lombardia mit der U-Pb-Methode auf 30 my datieren konnten. JÄGER (1973) schliesslich ermittelte K-Ar-Alter an Biotiten aus Bergeller Geröllen aus der Como-Formation von 28 my.

Die oberoligocaenen Gerölle wären demnach in unteroligocaene Sedimente (Datierungen von SANTINI 1956 und VILLA 1955) eingelagert worden. In der neuesten Arbeit über radiometrische Alter der Bergeller Intrusion und ihrer Erosionsprodukte in der Gonfolite (WAGNER et al. 1979) wird die Abkühlungsgeschichte des Massivs rekonstruiert. Die Autoren kommen zum Schluss, dass der Granit vor 30 my intrudierte, zwischen 29 und 23 my abkühlte, sein Dach bei 23 my erodiert und dessen Erosionsprodukte in die Gonfolite sedimentiert wurden. Mit diesem Zeitplan stimmen die biostratigraphischen Daten von RÖGL et al. (1975) überein.

Bis zum Erscheinen der Arbeit von RÖGL et al. (1975) wurde von allen Autoren, die die klastischen Ablagerungen der Gonfolite studierten, angenommen, dass es sich dabei um fluviodeltaische Sedimente handle. Zwar wurde der marine Charakter der Fauna der Chiasso-Formation sowie der anderen pelitisch-sandigen Serien erkannt und daraus ein Becken mit bathyaler Tiefe postuliert (SANTINI 1956, CITA 1957); die Ablagerung von grobklastischen Sedimenten in grösseren Tiefen konnten sich SANTINI und CITA aber nicht erklären. In diesem Zusammenhang ist die Arbeit von PFISTER (1921) interessant. Sie interpretierte, trotz Unkenntnis der marinen Fauna und der Resedimentationsprozesse, die massigen Sandsteine mit grossen, gerundeten Blöcken von Kristallin im Dach der Como-Formation als subaquatische Rutschungen an einer Delta-Stirnzone. LONGO (1968) interpretierte seinerseits die Chiasso-Formation als marines bis brackisches Flachwasser-Sediment. Er vergleicht sie mit den Grisiger Mergeln der unteren Meeresmolasse nördlich der Alpen. Die Konglomerate und Sandsteine der darüberfolgenden Serien sah er als fluviatile Delta-Ablagerungen an. RÖGL et al. (1975) diskutierten auch das Ablagerungsmilieu der Gonfolite. Aufgrund der Fossil-Vergesellschaftung kamen sie zum Schluss, dass die Tiefe des Beckens Werte zwischen 500 und 1000 m gehabt haben müsse (obere bathyale Zone). Ohne sedimentologische Untersuchungen postulierten sie eine Ablagerung der südalpinen «Molasse» in einem submarinen Fächer.

1.3 Zielsetzung, Arbeitshypothesen

Ziel unserer Arbeit ist es, die Gonfolite Lombarda sedimentologisch zu untersuchen und – ausgehend von neuesten Anschauungen über Sedimentationsprozesse und Ablagerungsräume in fossilen und rezenten submarinen Fächern – zu interpretieren. Dazu wurde folgendes Vorgehen gewählt:

- Lithologische Beschreibung von Einzelprofilen, Interpretation der Fazies-Assoziationen.
- Zusammenfassen der Einzelprofile zu Sammelprofilen; dies erlaubt die Interpretation der vertikalen Entwicklung.
- Korrelation der Sammelprofile anhand von Datierungen mit planktonischen Foraminiferen und kalkigem Nannoplankton.
- Rekonstruktion der sedimentären Entwicklung, unter Zuhilfenahme von Bohrdaten aus der Poebene (distale Äquivalente der Oberflächen-Aufschlüsse).

Im folgenden werden wir zu zeigen versuchen:

- Die oligo-miocänen klastischen Ablagerungen der Südalpen zwischen Como und Lago Maggiore sind resedimentierte Erosionsprodukte der paläogenen Alpen. Es handelt sich um gravitativ verfrachtete Resedimente, die gespeist von nahen Alluvialfächern oder Flüssen in einem stark subsidierenden, etwa 500–1000 m tiefen Meeresbecken abgelagert wurden.
- Die Konglomerate der Como-Formation repräsentieren die Füllung eines submarinen Canyons oder die Ablagerung des inneren Teils eines submarinen Fächers. Die Diskordanz an der Basis der Gonfolite Lombarda und das Übergreifen auf verschieden alte Gesteine im Liegenden könnte durch Einschneiden eines Canyons entstanden sein. Voraussetzung wäre allerdings eine Rejuvenation der Morphologie im Gefolge einer obereocänen bis unteroligocänen tektonischen Phase. Eine solche Phase ist durch schwache NNE–SSW streichende Falten im jüngeren Mesozoikum des Generoso-Gebietes angedeutet (VONDERSCMITT 1940, BERNOULLI 1964) sowie durch die Altersbeziehung zwischen Falten und Intrusion im Adamello-Gebiet (BRACK 1981) belegt.

2. Stratigraphie

Im folgenden werden die einzelnen Formationen und Formationsglieder der Reihe nach von unten nach oben besprochen. Dabei wird auf die allgemeine Lithologie, auf Mächtigkeit und Verbreitung eingegangen (Fig. 3 und 4).

Um Altersangaben und Hinweise auf die Bathymetrie des Ablagerungsraumes zu erhalten, haben wir an die fünfzig Proben auf Foraminiferen und Nannoplankton untersucht. Die Proben stammen aus Mergeln und Peliten der verschiedenen Formationen (Chiasso-Formation, Prestino-Formation, Val Grande-Formation, Lucino-Formation).

Die Faunen sind im allgemeinen sehr schlecht erhalten und/oder sehr ärmlich, so dass es nicht möglich war, daraus Altersangaben zu erhalten, welche über die aus der Literatur bekannten hinausgingen. Wir haben uns deshalb in unserer Argumentation auf die Daten von RÖGL et al. (1975) gestützt. Datierungen aus älteren Arbeiten (CONSONNI 1953, VILLA 1955, SANTINI 1956 und CITA 1957) sind mit Vorsicht zu bewerten, da sie teilweise auf veralteten biostratigraphischen Zonierungen beruhen. Unser Ziel war deshalb, die Gonfolite Lombarda unter Respektierung der spärlichen biostratigraphischen Daten nach lithologischen und ablagerungsgeometrischen Kriterien zu gliedern.

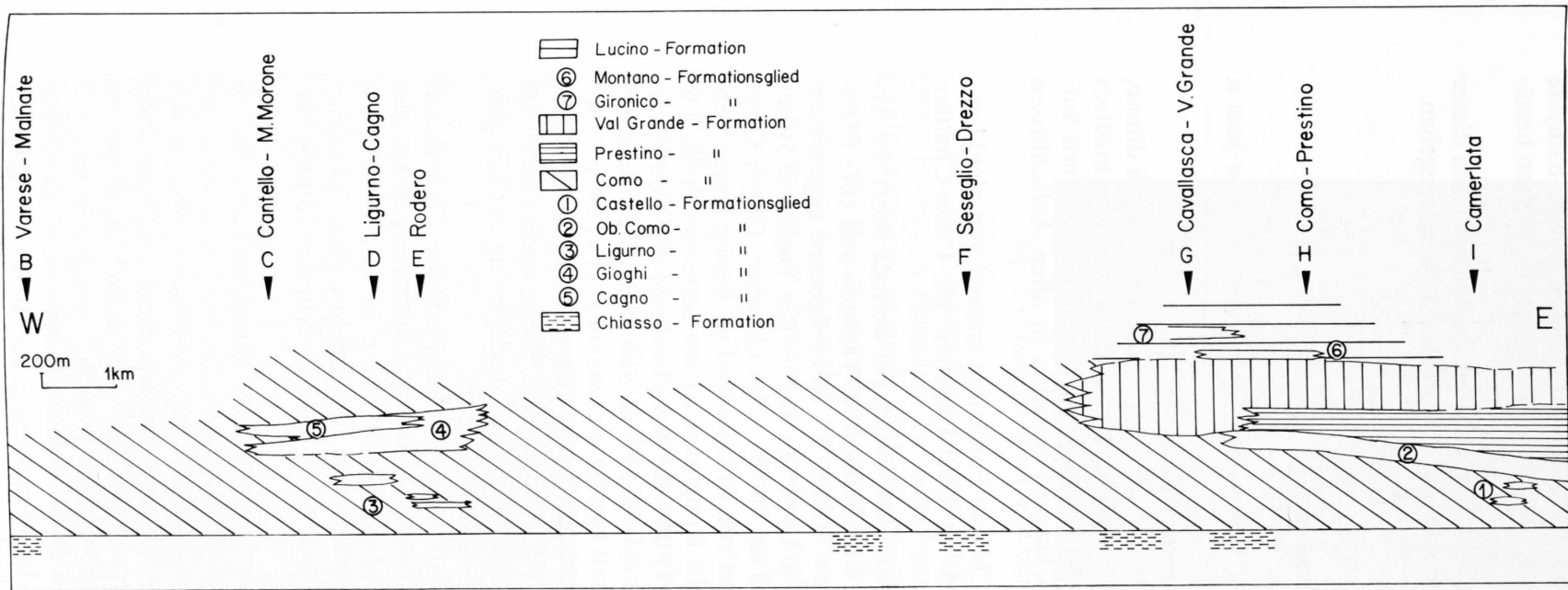


Fig. 3: Formationen und Formationsglieder der Gonfolite Lombarda. Die geographische Lage der Sammelprofile *B* bis *I* ist in Figur 83 angegeben.

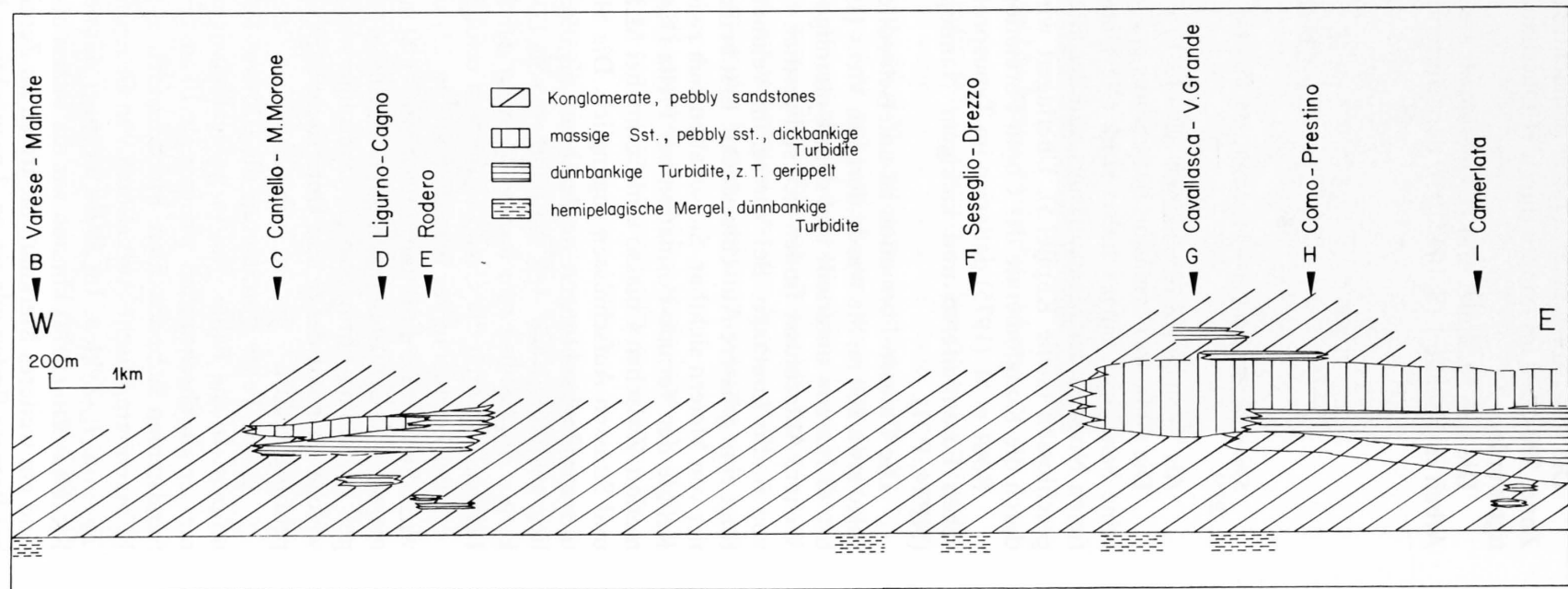


Fig. 4: Schematische Übersicht der Verteilung der wichtigsten Lithologien in der Gonfolite Lombarda. Die geographische Lage der Sammelprofile *B* bis *I* ist in Figur 83 angegeben.

Die von RÖGL et al. (1975) gemachten Angaben über die Bathymetrie (obere bathyale Zone, 500–1000 m) konnte durch H. Oberhänsli an den von uns aufgesammelten Proben bestätigt werden.

Die von M. Biolzi und H. Oberhänsli ausgearbeiteten Faunenlisten werden am Ende dieser Arbeit in Tabelle 1 (S. 104/105), der stratigraphischen Abfolge entsprechend, wiedergegeben.

2.1 Chiasso-Formation

Synonyme: Serie di Chiasso (SANTINI 1956, CITA 1957), Serie von Chiasso (LONGO 1968), Chiasso-Formation (RÖGL et al. 1975).

Als Typusprofil bezeichnen wir das Profil Rio della Maiocca (S. 31).

Die Chiasso-Formation besteht aus grauen Siltiten und Peliten, in die gelegentlich dünne, feine Sandlagen eingeschaltet sind. Die Unterlage der Formation besteht aus unterschiedlich tiefen Niveaus des Mesozoikums und des älteren Tertiärs. Der Kontakt ist leider nirgends aufgeschlossen (siehe Kapitel 5). Überlagert wird die Chiasso-Formation in allen Aufschlüssen durch die Konglomerate der Como-Formation.

RÖGL et al. (1975) datierten im Typusprofil die Chiasso-Formation anhand von planktonischen Foraminiferen und kalkigem Nannoplankton als Ober-Rupelian bis Unter-Chattian (NP24, P21).

Die Chiasso-Formation ist unterschiedlich mächtig. Im Westen bei Bernate misst die Abfolge etwa 200 m. Sie wurde dort von VILLA (1955) in ein «Membro di Varano» und ein «Membro di Inarzo» unterteilt und dem Unteroligocaen bzw. Mittel- bis Oberoligocaen zugewiesen. Weitere Aufschlüsse finden sich südwestlich von Bodio Lomnago und im Rio Vignaccia östlich von Bodio Lomnago. Bei Varese, im Velonetal, sind ca. 300 m aufgeschlossen. Gegen Osten folgt eine grössere Aufschlusslücke. Erst beim Zollamt von Brusata sind wiederum einige Zehner von Metern sichtbar. Sie schalten sich zwischen die Konglomerate der Serie von Prella und Relikte der Ternate-Formation bei Prella (Kapitel 4.1) und die Konglomerate der Como-Formation. Zwischen Chiasso und Como, bei M. Olimpino, ist die Formation in Bach-Einschnitten und Strassen-Aufschlüssen zugänglich. Die Mächtigkeit beträgt hier maximal etwa 50 m. Nach unseren Beobachtungen werden heute die nächsten Aufschlüsse im Liegenden durch die Maiolica gebildet. Nach den Aufnahmen von LONGO (1968) fanden sich früher auch vereinzelte kleine Aufschlüsse von bunten Mergeln der Scaglia (Albian). Die Überlagerung der Chiasso-Formation durch die Como-Formation erfolgt scharf und konkordant.

Bei Fornaci in der Brianza (vgl. Fig. 23) schliesslich sind 140 m aufgeschlossen. Überlagert wird die Chiasso-Formation nach einer 600 m entsprechenden Aufschlusslücke durch Konglomerate und Sandsteine der Como-Formation. CONSONNI (1953) datierte pelitische Zwischenlagen der Como-Formation als Oberoligocaen bis Untermiocaen (Aquitanian), eine Datierung, welche im Licht der neuen Untersuchungen von RÖGL et al. (1975) mit Sicherheit einer Überprüfung bedarf.

Graue Pelite dominieren die Chiasso-Formation. Eingeschaltete dünne Siltlagen sind laminiert. In die Pelite sind in unregelmässigen Abständen Sandsteinschichten eingelagert. Sie messen durchschnittlich weniger als 10 cm (Fig. 5). Sedimentäre Strukturen sind selten in den Sandsteinen zu beobachten. Meist handelt es sich um schwach gradierte Mittel- bis Feinsande. Röntgenographische Aufnahmen von Gesteinsplatten aus dem Profil Rio della Maiocca zeigen T_{bc} - und T_{cd} -Zyklen. Im Profil Fornaci dünnen einige der Bänke seitlich aus. Nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) können wir die Fazies als D_1 und D_2 bezeichnen. Submarine Rutschungen sind ein weiteres Merkmal. Sie treten im Zentimeter- bis Meterbereich auf. In der Mergelgrube bei Bernate finden wir ein ca. 3 m mächtiges Paket, das leicht verrutscht, jetzt in subhorizontaler Lage bezüglich der allgemeinen Schichtung liegt.

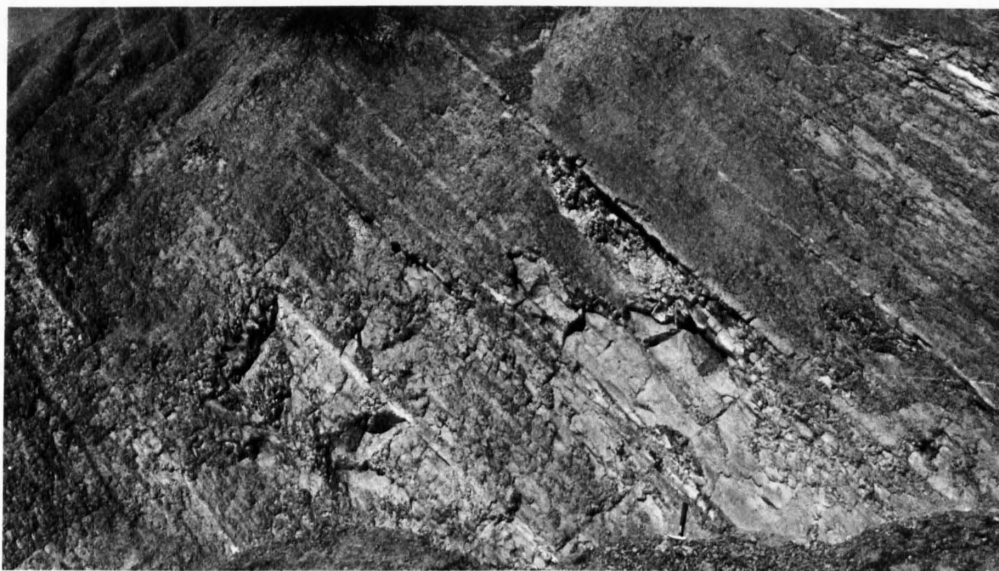


Fig. 5: Chiasso-Formation bei Bernate: Pelite mit Einschaltung dünnbankiger Arenite.

Die ganze Chiasso-Formation ist stark bioturbiert. Wir finden in den Peliten ovale Spuren-Querschnitte von *Planolites*. Zur Schichtung normal verlaufende, runde bis ovale, oft mit Sand gefüllte Gänge beobachten wir bei Bodio Lomnago und bei M. Olimpino. Sie messen im Durchmesser etwa 0,5 cm und in der Länge bis 50 cm (*Skolithos*). Manchmal sind auch zwei dicht nebeneinander (1 cm) parallel verlaufende, vertikale Gänge zu beobachten. Bei diesen Formen könnte es sich um *Arenicolites* handeln (vgl. CRIMES et al. 1981) (Fig. 6a). In Bernate fanden wir einen *Zoophycos* des Typs, wie er von STEVENS (1968) beschrieben und von PLIČKA (1970) abgebildet wurde (Fig. 6b). Ausgüsse von Spurenfossilien an der Unterseite von Sandsteinlagen sind ebenfalls häufig.

Als Hauptkomponenten der Sandsteine treten Quarz, Feldspäte und Hellglimmer auf. Die Sandsteine können als Quarz-Wacken, Quarz-Arenite und arkosische Wacken bis Arenite klas-

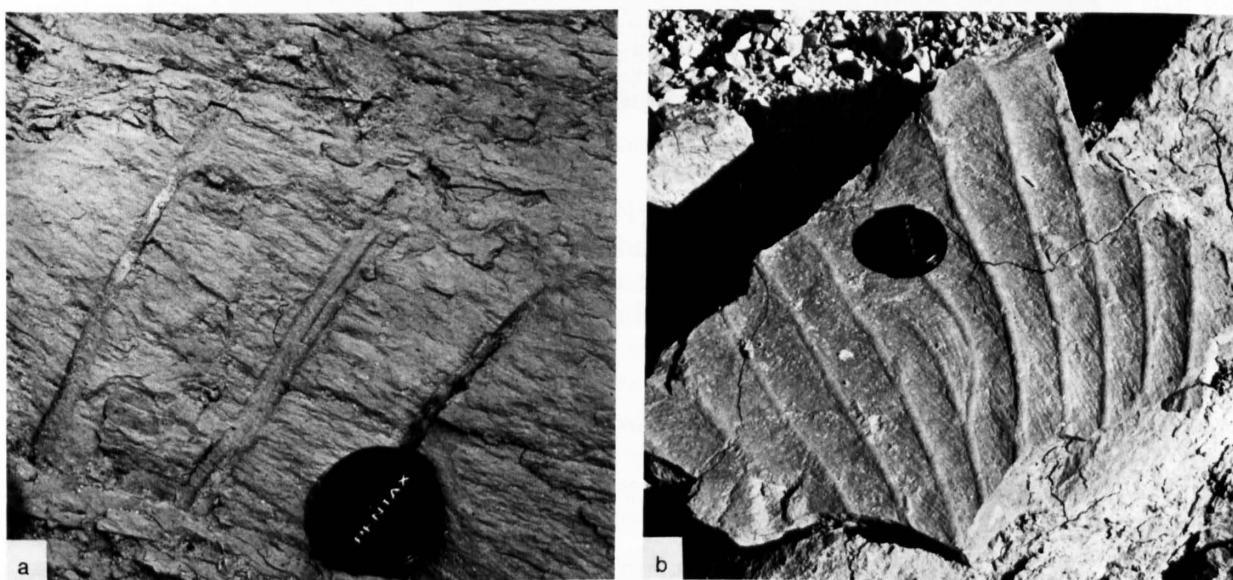


Fig. 6: Spurenfossilien in der Chiasso-Formation.

- a = Pelite mit *Arenicolites* und ? *Skolithos* (Bodio Lomnago).
- b = *Zoophycos* in der Chiasso-Formation bei Bernate.

sifiziert werden (nach NAGTEGAAL 1978). Karbonat und Biotit sind untergeordnet vorhanden. Vereinzelt finden sich in feinen, schlammreichen Partien planktonische Foraminiferen und Radiolarien.

Die detritischen Körner sind eckig und haben oft lange Kornkontakte. Ein weiteres Zeichen für Kompaktion sind geknickte Glimmermineralien. Zementiert sind die Sandsteine durch Kalzit.

Innerhalb der Chiasso-Formation treten lokal Konglomerate auf, die LONGO (1968) bei Como (Villa Olmo) als «Konglomerate von Villa Olmo» ausgeschieden hat. Konglomeratische Schichten in ähnlicher Stellung fanden wir bei Bernate und in einem Bachaufschluss südlich von Ponte Chiasso. Bei Bernate handelt es sich um eine bis 7 m mächtige, kanalisierte Schicht. Sie besteht an der Basis aus «matrix-supported» Konglomeraten und im oberen Teil aus «pebbly sandstones» und Sandsteinen. Bei Ponte Chiasso ist eine 1 m mächtige Konglomeratlage in die Pelite eingelagert. Die Gerölle bilden ein Festgerüst und zeigen unten inverse, oben normale Gradierung (Fig. 7).



Fig. 7: Überlagerung der Chiasso-Formation durch Konglomerate der Como-Formation. Südlich Ponte Chiasso.

Wie oben erwähnt, datierten RÖGL et al. (1975) die Chiasso-Formation im Profil Rio della Maiocca mit planktonischen Foraminiferen und kalkigem Nannoplankton als oberes Rupelian bis unteres Chattian. Wir versuchten, auch die anderen Vorkommen der Chiasso-Formation zu datieren. Die schlecht erhaltenen oder armen Faunen eignen sich aber schlecht für Altersangaben.

2.2 Como-Formation

Synonyme: Membro di Como, Conglomerati principali (CITA 1957), Gonfolite (SANTINI 1956), Haupt- (Untere) Konglomeratserie (LONGO 1968), Como-Formation (RÖGL et al. 1975).

Die Como-Formation ist in der Gegend von Como, San Fermo della Battaglia und Chiasso in einigen Profilen gut aufgeschlossen, wo ihre typischen Merkmale studiert werden können. Als Referenzprofile geben wir die Profile Rio della Maiocca, San Fermo-Ost und -West und Seseglio (vgl. Kapitel 3.3).

Die Como-Formation ist charakterisiert durch Konglomerate und eingeschaltete Sandstein-Linsen. Vom Lago Maggiore bis in die Brianza sind die Konglomerate über eine Länge von 55 km vorhanden. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 2000 m in der Gegend von Chiasso. Gegen Osten und Westen reduzieren sich die Konglomerate allmählich auf 1000 m, und wir vermuten, dass sie möglicherweise weiter im Osten und Westen verschwinden.

Im Osten, bei Chiasso und Como, wird die Como-Formation im Hangenden begrenzt durch die Prestino-Formation oder die Val Grande-Formation (Fig. 3). Gegen Westen taucht die Como-Formation unter die Alluvionen der Poebene, ihre Begrenzung ist somit unbekannt. In der Brianza bei Fornaci besteht zwischen der Chiasso-Formation und den Konglomeraten von Romano und Naresso eine 600 m mächtige Aufschluss-Lücke (Fig. 23). Die regionale Stellung dieser Konglomerate und ihre fazielle Ausbildung legen eine Korrelation mit der Como-Formation nahe.

Die Auflagerung der Como-Formation auf die Chiasso-Formation erfolgt im Aufschlussbereich konkordant, mit einer kleinen Ausnahme bei Ponte Chiasso (vgl. Fig. 21). Regional gesehen scheint eine leichte Diskordanz vorzuliegen, denn die Como-Formation überlagert eine unterschiedlich mächtige Chiasso-Formation. Im Westen bei Bernate und im Osten bei Fornaci ist diese Formation 200 m, im zentralen Teil bei Chiasso maximal 50 m mächtig. Biostratigraphisch lässt sich aber eine Diskordanz in eventuellen Altersunterschieden im Dach der Chiasso-Formation nicht nachweisen. Die Mächtigkeitsreduktion der Chiasso-Formation bei Chiasso könnte aber auch tektonischen Ursprungs sein, im Zusammenhang mit der obermiocaenen Aufrichtung der Gonfolite Lombarda. Die oben beschriebenen Mächtigkeitsdifferenzen in der Como-Formation sind jedoch um einiges grösser als diejenigen der Chiasso-Formation, und im E-W-Schnitt durch die Como-Formation zeigt sich uns ein nach oben konvexer Sedimentkörper mit eventuell nur leicht nach unten gebogener Basis.

Die von CITA (1957) benannten «Conglomerati superiori» und das «Membro di Malnate» sowie die «Konglomerate von M. Morone» von LONGO (1968) rechnen wir zur Como-Formation. Eine Abtrennung von einer liegenden Como-Formation s. str. scheint nicht gerechtfertigt zu sein: Diese Konglomerate werden durch keine andere Formation von den Konglomeraten der Como-Formation getrennt, und ihre fazielle Ausbildung unterscheidet sich auch nicht wesentlich. Hingegen lassen sich innerhalb der Como-Formation verschiedene Formationsglieder ausscheiden, die als linsige Sedimentkörper, bestehend aus dünnbankigen turbiditischen Feinsandsteinen und Peliten in den Konglomeraten stecken. Ihre laterale Ausdehnung lässt sich wegen mangelnder Aufschlüsse allerdings schlecht bestimmen. Anschliessend werden diese Formationsglieder im einzelnen beschrieben.

In der Como-Formation können grundsätzlich zwei Assoziationen von Konglomeraten unterschieden werden: eine erste mit organisierten Konglomeraten und eine zweite mit nicht-organisierten Konglomeraten und «pebbly sandstones». Die organisierten Konglomerate treten vornehmlich im unteren Teil der Formation auf. Westlich von Cantello sind sie nur noch spärlich vertreten. Hier dominieren nichtorganisierte Konglomerate. Diese finden wir dann vor allem im Dach der Como-Formation (z. B. Drezzo, Fig. 31; Prestino-Steinbruch, Fig. 37; Camerlata, Fig. 18). Zwischen Prestino und Camerlata haben wir eine Serie von Typ D-Konglomeraten (s. Fig. 61) und «pebbly sandstones» als Oberes Como-Formationsglied ausgeschieden, da sich diese am Südabhang von M. Caprino und M. Croce gut verfolgen lässt (Fig. 18). Im Kapitel 3.4.2 werden die Konglomerate sedimentologisch beschrieben und interpretiert.

Inhalt und Herkunft der Gerölle waren Gegenstand mehrerer Arbeiten über die Gonfolite (vgl. Kapitel 1.2). FIORENTINI (1957) und LONGO (1968) versuchten, die Konglomerate anhand der Komponenten-Typen vertikal und horizontal zu gliedern. Eigentliche Leithorizonte konnten dabei aber nicht ausgeschieden werden; Bergeller Granite und Tonalite sowie Err-Bernina-Granite treten jedoch erst 500 m über der Basis der Como-Formation auf. Bioklastische Kalkgerölle aus der eocaenen Ternate-Formation (BERNOULLI 1980) und aus dem Montorfano-Formationsglied (oberes Paleocaen) der Tabiago-Formation (KLEBOTH 1982) sind nach unseren

Untersuchungen hingegen nicht auf die Basis beschränkt (LONGO 1968); wir konnten sie durch die ganze Como-Formation bis in die untere Val Grande-Formation nachweisen. Hingegen ist das Vorkommen dieser Gerölle lateral beschränkt: westlich von Prella–Uggiate konnten wir keine mehr finden (LONGO legte die westliche Grenze bei Chiasso fest).

R. Herb bestimmte das Alter der von uns aufgesammelten Kalkkomponenten. Die meisten erwiesen sich als Obereocaen und lithologisch der Ternate-Formation vergleichbar. Zwei Proben könnten wegen der Abwesenheit von Nummulitiden zum Montorfano-Member der Tabiago-Formation gehören. Zwei weitere, mit planktonischen Foraminiferen und benthonischen Grossforaminiferen des Maastrichtian, sind mit den bioklastischen Resedimenten des Piano di Brenno (KLEBOTH 1982) vergleichbar. Vertreter aus dem Mesozoikum der Südalpen sind untergeordnet vorhanden (vgl. LONGO 1968). Die kristallinen Komponenten hat LONGO (1968) eingehend untersucht. Sie entstammen dem Bergeller Intrusivkomplex, dem insubrischen Kristallin des Comersee-Gebietes, den ostalpinen (Err–Bernina), südpenninischen (Bündnerschiefer, Platta-Decke) sowie den zentralpenninischen Grundgebirgsdecken.

Die fossilleere Como-Formation kann indirekt durch das mittel- bis oberoligocaene Alter der Chiasso-Formation und das oberoligocaene–aquitane Alter der überliegenden Prestino-Formation als Oberoligocaen datiert werden.

2.2.1 *Castello-Formationsglied* (Fig. 3, Nr. 1)

Als Castello-Formationsglied bezeichnen wir zwei linsenförmige Einschaltungen in der Como-Formation zwischen Como und Camerlata. Stratigraphisch liegen sie nach kartographischer Abschätzung etwa 400 bzw. 600 m über der Basis der Como-Formation. Die untere Einschaltung ist minimal 8 m mächtig und ist in Konglomerate eingebettet. Zentimeter- bis maximal 15 cm mächtige Sandstein-Turbidite der Fazies *E* und ? *D*₃ sind in stark bioturbirte Pelite eingeschaltet (Profil Castello, Kapitel 3.3, S. 47, und Fig. 8). Der zweite Aufschluss zeigt eine



Fig. 8: Castello-Formationsglied der Como-Formation.
Dünne Sandsteine der Fazies *E* und ? *D*₃ in bioturbirten Peliten. Weg Como–Castello Baradello.

etwa 30 m mächtige Abfolge von zunächst dünnbankigen Turbiditen und Peliten, dann massige, amalgamierte «pebbly sandstones» und massige Sandsteine ohne Pelit-Zwischenlagen. In der Abfolge der dünnbankigen Turbidite und Pelite konnten wir vertikale röhrenförmige Spuren entdecken (? *Skolithos*).

2.2.2 Oberes Como-Formationsglied (Fig. 3, Nr. 2)

Zwischen San Fermo della Battaglia und Camerlata, im Südabhang des M. della Croce und M. Caprino und bei Camerlata (Fig. 18) finden wir in einem NW–SE-streichenden Streifen diese spezielle Ausbildung der Como-Formation. Das obere Como-Formationsglied schliesst in dieser Gegend die eigentliche Como-Formation gegen das Hangende ab. Im oberen Como-Formationsglied bestehen die Sedimente hauptsächlich aus «matrix supported», nichtorganisierten Konglomeraten (Typus *D*, Fig. 61) und «pebbly sandstones». Als Typusprofil wird das Profil Steinbruch Prestino gewählt (S. 43).

Die «pebbly sandstones» sind oft in mächtigen, «coarse-tail»-gradierten Bänken organisiert. Sie schneiden sich erosiv in die unterliegenden Bänke ein (Amalgamation). Gerölle sind zum Teil in «Schnüren» angeordnet. In die Sandsteine sind oft unregelmässig bis 2 m grosse, gerundete Kristallinblöcke eingelagert. Die Mächtigkeit des Formationsgliedes beträgt durchschnittlich etwa 200 m; allerdings ist die Basis nirgends genau zu fassen, weil Vegetation und Aufschlusslücken dies verunmöglichen. Der Übergang zur hangenden Prestino-Formation ist sehr scharf. Gegen Westen keilt das obere Como-Formationsglied in der Gegend von San Fermo in die Como-Formation aus, gegen Osten bei Camerlata verschwindet es unter dem Quartär.

2.2.3 Ligurno-Formationsglied (Fig. 3, Nr. 3)

Im Tal des Rio dei Gioghi, zwischen Ligurno und Gaggiolo, sind in drei kleinen Seitentälern feinkörnige Sedimente aufgeschlossen. Sie sind seitlich und vertikal durch Konglomerate der Como-Formation voneinander getrennt. Die mächtigste der drei linsenförmigen Einschaltungen findet sich 200 m nordöstlich von Ligurno; ihre Mächtigkeit beträgt etwa 50 m. Die anderen, auf der gegenüberliegenden südöstlichen Talseite, sind geringmächtiger (ca. 10 m). Ihre stratigraphische Stellung innerhalb der Como-Formation ist schwierig abzuschätzen, denn die Basis der Como-Formation können wir südlich von Gaggiolo nur vermuten; sie ist durch quartäre Ablagerungen überdeckt. Unsere Abschätzung ergibt eine Höhe von etwa 400 m über der Basis der Como-Formation.

Über die seitliche Ausdehnung wissen wir kaum Bescheid. Gegen SW (Richtung Cantello) verschwindet die höchste Einschaltung unter dem Quartär. Die beiden tieferen werden auf der westlichen Talseite des Gioghi durch Konglomerate ersetzt. LONGO (1968) schied lediglich eine Zone mergelig-sandiger Sedimente zwischen Cantello und S. Margherita aus («Tonmergel mit Sandstein-Einschaltungen von S. Margherita – Roderò – Cantello»).

Verfolgt man die Vorkommen im Streichen jeweils auf die andere Talseite, so sieht man, dass sie nicht korrelierbar sind, sondern eigenständige linsige Einschaltungen in den Konglomeraten darstellen. Unser unterstes Niveau lässt sich morphologisch entlang der Staatsgrenze südlich Boschi verfolgen; die von LONGO (1968) kartierten Aufschlüsse bei Boschi und S. Margherita konnten wir aber nicht beobachten. Das unterste Niveau muss in der Gegend von Boschi P. 430,6 auskeilen. Es lässt sich nicht über S. Margherita – Terranera in die Chiasso-Formation zwischen Prella und Brusata verfolgen, wie von LONGO angenommen wurde.

Die lithologischen Verhältnisse sind in allen Aufschlüssen sehr ähnlich: Es handelt sich um dünne, zentimeterdicke, meist gerippte und linsige Sandsteine (Fazies *E*). Im Dünnschliff erkennt man einen Subfeldspat-Sandstein mit Hellglimmern und Biotit.

2.2.4 Gioghi-Formationsglied (Fig. 3, Nr. 4)

Synonym: «Sandige oder siltige Tonmergel mit Sandstein-Einlagen von Molino del Trotto» (LONGO 1968).

Als Typusprofil bezeichnen wir Profil Rio dei Gioghi (Fig. 27, S. 37). Aufgeschlossen ist die Serie im Talabhang von Cantello zur Val Morea, in einem Bach zwischen S. Lorenzino und Molino Mazziolo, im Abhang zwischen Cantello und Molino del Trotto (Blatt 1973, Mendrisio) sowie im Rio dei Gioghi, etwa 500 m vor dessen Mündung in den Gaggiolo. Gegen Westen, bei Molino Mazziolo, folgen darüber bald Konglomerate der Como-Formation oder das Cagno-Formationsglied. Gegen Osten wird das Gioghi-Formationsglied mächtiger. Weitere Aufschlüsse findet man an der Strasse von Molino Tibis nach Cagno und im Tal des Rio Renone.

Das Gioghi-Formationsglied ist mehrheitlich pelitreich. Die Sandsteinlagen messen wenige Zentimeter bis 15 cm. Gelegentlich sind einige Dezimeter mächtige Sande eingeschaltet, von denen einige wenige leicht kanalisiert sind. Bankinterne Strukturen sind kaum zu beobachten. Gerippte, feine Sandlagen oder flach kreuzgeschichtete kommen vor. Submarine Rutschungen sind selten.

2.2.5 Cagno-Formationsglied (Fig. 3, Nr. 5)

Synonym: «Arkosische Sandsteine von Valle di Malnate» (LONGO 1968).

Die massigen Sandsteine des Cagno-Formationsgliedes sind am linksufrigen Talabhang des Rio Ranza aufgeschlossen. Besonders gut lassen sich die Gesteine beim alten Bahnhof von Cantello in alten Steinbrüchen und etwa 200 m südwestlich von Molino Bergami an der Eisenbahnlinie studieren. Eine Einschaltung des Cagno-Formationsgliedes im oberen Teil des Gioghi-Formationsgliedes findet man im Renonetal.

Das Cagno-Formationsglied ist charakterisiert durch mächtige (Dezimeter bis einige Meter), massige Sandsteine. Häufig sind die Lagen «coarse-tail»-gradiert und laminiert (Fig. 9). Amalgamationen mit leicht erosiven Unterflächen gehören ebenso zum typischen Bild (Fazies A_4 , B_2 WALKER & MUTTI 1973; C_1 MUTTI & RICCI LUCCHI 1975). Die maximale Mächtigkeit des Cagno-Formationsgliedes beträgt etwa 150 m.



Fig. 9: Cagno-Formationsglied der Como-Formation. Massige, zum Teil «coarse-tail»-gradierte Sandsteine (oben) über Peliten und dünnen Sandsteinen des Gioghi-Formationsgliedes. Südlich Rodero, an der Ranza.

2.3 Prestino-Formation

Synonyme: Serie di Cavallasca p.p. (SANTINI 1956), «Mergelige Tone und Sandsteine von Breccia, San Fermo, Cavallasca» und «Tonmergel mit Sandstein-Einschaltungen von Casate–Villa Piazza bei Cavallasca» (LONGO 1968), Cavallasca-Formation p.p. (RÖGL et al. 1975).

Die Prestino-Formation wird von uns in der vorliegenden Arbeit neu definiert und entspricht nur zum Teil der Cavallasca-Serie von SANTINI (1956). Das Typusprofil ist das Profil Prestino (Fig. 40). Über dem oberen Como-Formationsglied folgt mit scharfem Übergang die mehrheitlich pelitisch-siltige Prestino-Formation. Sie wird überlagert durch die Val Grande-Formation. Die Mächtigkeit der Prestino-Formation beträgt etwa 400 m. Gegen Westen wird sie zwischen San Fermo und Cavallasca seitlich durch die Val Grande-Formation abgelöst. Gegen Osten, bei Breccia, verschwindet sie unter dem Quartär, und erst an der Strasse Albate–Capiago findet man wieder einen kleinen Aufschluss. Weitere Aufschlüsse sind das Profil Breccia, an der Strasse Breccia–Fabbrico, südlich des Elektrizitätswerkes ENEL bei Casate und an der Strasse von San Fermo nach Trinità.

Die Formation ist gekennzeichnet durch dünnbankige, feinkörnige Sandstein-Turbidite in grauen bis gelblichen Peliten (Fig. 41). In der unteren Hälfte der Formation sind die sandigen Lagen noch häufig ($Sst/P \leq 1$), gegen oben nehmen sie aber ab und verschwinden schliesslich ganz. Die Mächtigkeit der Sandsteinbänke variiert von wenigen Zentimetern bis 15 cm. An turbiditischen Sequenzen erkennen wir T_{cd} -, T_{bcd} - sowie einige T_a -Sequenzen. T_{cd} sind am häufigsten. Oft sind die Strukturen durch Bioturbation verwischt. In den Profilen Prestino (Fig. 40) und Breccia (Fig. 43) ist jeweils ein ca. 2 m mächtiger «pebbly mudstone» aufgeschlossen; diese Einschaltungen enthalten in fluidal verformter Matrix einige zentimetergrosse, gerundete Gerölle. Insgesamt können wir folgende Faziestypen in der Prestino-Formation unterscheiden: E , D_2 , C_1 , C_2 , F (nach MUTTI & RICCI LUCCHI 1975).

Im Dünnschliff lassen sich folgende Sandstein-Typen (nach NAGTEGAAL 1978) unterscheiden: 1. Quarz-Wacken mit viel Hellglimmer und einigen planktonischen Foraminiferen, 2. Quarz-Arenite, 3. lithische Arenite mit metamorphen Quarzkörnern, Biotit, Hellglimmer und Karbonat.

Zur Biostratigraphie: Nach den Untersuchungen von RÖGL et al. (1975) ist die Prestino-Formation im Abschnitt Prestino–Casate als oberstes Chattian (NP25), im Abschnitt Breccia–Casate als Aquitanian (N4 und N5) datiert.

2.4 Val Grande-Formation (Fig. 3)

Synonyme: Entspricht lokal Teilen der «Serie di Cavallasca» (SANTINI 1956), «Arkosische Sandsteine der Val Grande» und «Sandsteine mit mergeligen Einschaltungen von Trivino mit Übergängen zu Konglomeraten bei Lucino und Villa Guardia» (LONGO 1968).

Als Typusprofil bezeichnen wir das Profil Val Grande 1. Bei der Val Grande-Formation handelt es sich vorwiegend um dickbankige Sandsteine und «pebbly sandstones», die oft «coarse-tail»-gradiert und amalgamiert sind.

Die Formation überlagert in ihrem westlichen Teil die Como-Formation und geht seitlich in diese über. Zwischen San Fermo und Breccia liegt sie auf der Prestino-Formation. Die Mächtigkeit der Val Grande-Formation beträgt im Westen etwa 1000 m, im Osten (Abschnitt Prestino–Camerlata) etwa 600 m. Der Übergang von der mergelig-pelitischen Prestino-Formation zur mehrheitlich grobsandigen Val Grande-Formation erfolgt sehr abrupt. Im Bereich zwischen Trinità und Lazzago (Fig. 18) lässt sich dieser Wechsel im Gelände durch einen Geländeknick gut erkennen. Überlagert wird die Val Grande-Formation durch die Lucino-Formation, die in der Gegend von Lucino aus Konglomeraten besteht. Bei Montano (Fig. 18) schaltet sich



Fig. 10: Val Grande-Formation: «Thickening upward cycles» von dickbankigen Sandsteinen der Fazies C_1 . Profil Autostrada.

an der Basis der Lucino-Formation das mehrheitlich pelitische, dünne Sandstein-Turbidite enthaltende Montano-Formationsglied ein.

Südlich von Prestino, entlang der Autobahn, ist der Übergang von der Prestino- zur Val Grande-Formation zur Zeit beinahe lückenlos aufgeschlossen. Über gelblichen Silten der Prestino-Formation kommen nach einer Aufschlusslücke dickbankige Sandsteine der Val Grande-Formation (Basis Profil Autostrada, Fig. 58). Diese werden überlagert von zwei etwa 10 m mächtigen «pebbly mudstones» mit Slump-Strukturen (Fig. 59). Der untere enthält gerundete Gerölle südalpiner Sedimente. Eine aufgearbeitete Mergelkomponente aus diesem Horizont enthielt planktonische Foraminiferen aus dem obersten Eocaen. In der zweiten, oberen Lage stecken Sandsteinpakete, die aus der Val Grande-Formation selbst stammen.

Südlich von Cavallasca, im Profil Cavallasca und am Dorfausgang gegen Villa Lora lässt sich der Übergang von der Como-Formation zur Val Grande-Formation studieren. Konglomerate wechseln mit Peliten bzw. dünnen und vereinzelt mächtigeren Sandsteinen. An der Strasse Cavallasca-Val Grande und westlich Cascina Ronca trifft man auf massige Sandsteine mit sehr dünnen Pelit-Zwischenlagen.

Die Formation ist geprägt durch einen durchwegs hohen Anteil an Sandsteinen. Es sind meist mächtige (dm bis m) grobkörnige Turbidit-Ablagerungen (Fig. 10). In einzelnen Partien finden wir auch dünnere Sandsteine mit einem höheren Anteil an Pelit-Zwischenlagen.

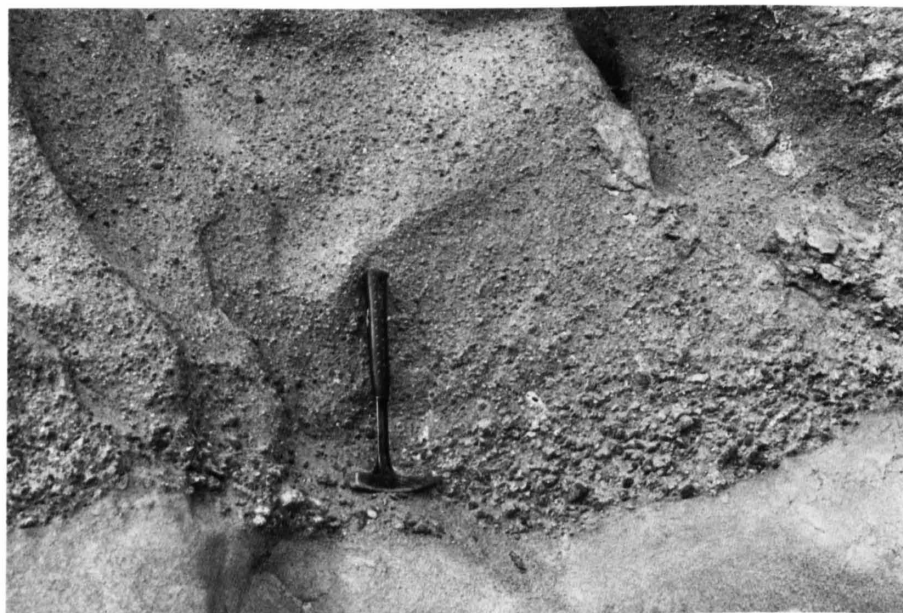


Fig. 11: «Coarse-tail»-gradiert «pebbly sandstone» in der Val Grande-Formation. 200 m östlich Ravona di sotto.

Die dickbankigen Lagen sind meist «coarse-tail»-gradierte «pebbly sandstones», die in rein arenitische Sandsteine übergehen (Fig. 11). Die Sandsteine sind weiter charakterisiert durch:

- amalgamierte T_{ab} -, T_{abc} -Sequenzen,
- «coarse-tail»-gradierte Sandsteinbänke der Fazies C_1 mit einigen erosiven Unterflächen, eingeschnitten in Pelit-Zwischenlagen,
- «dish-structures»,
- «thickening upward cycles».

Wir können die Sedimente der Val Grande-Formation als hochkonzentrierte Turbidite der Fazies C_1 (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975) und B_2 , A_4 (WALKER & MUTTI 1973) interpretieren.

In den Aufschlüssen der Val Grande konnte an drei Vorkommen von «flute casts» die Schüttungsrichtung ermittelt werden. Sie verläuft von Nordwesten nach Südosten.

Die Sedimente der Formation sind stark bioturbiert. An Spuren konnten wir geradlinige, sich verzweigende Fährten (*Thalassinoides*) und Spreitenbauten (? *Rhizocorallium* oder ? *Zoophycos*) erkennen (Fig. 12). Aus der Datierung des oberen Teiles der Prestino-Formation (Aquitanian) ergibt sich ein Aquitanian oder etwas jüngerer Alter für die Val Grande-Formation.

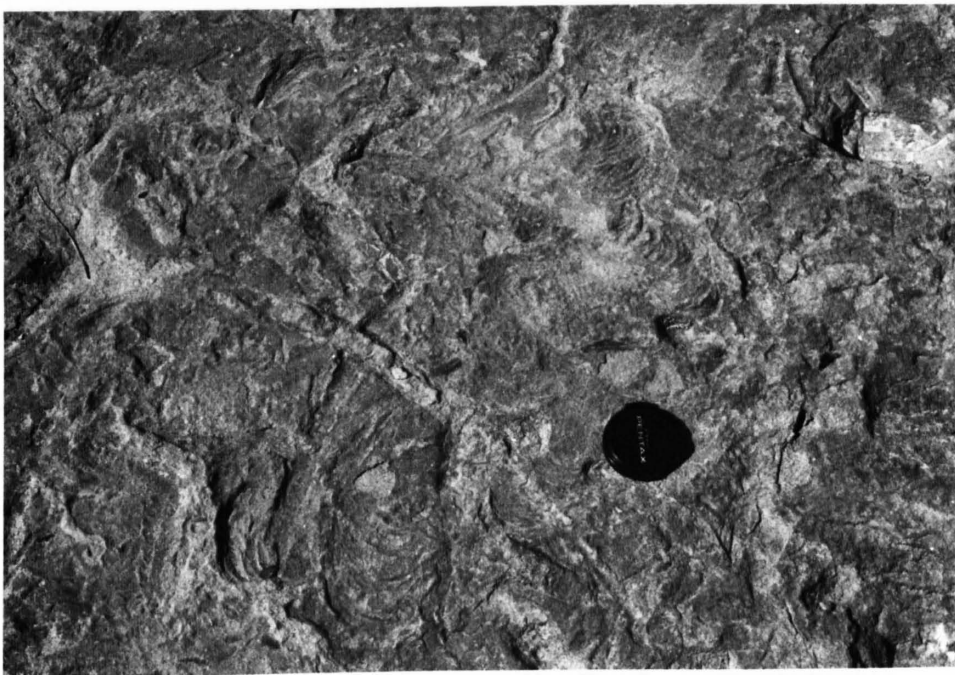


Fig. 12: Spurenfossilien auf einer Schichtfläche in der Val Grande-Formation:
? *Thalassinoides* und Spreitenbauten von ? *Rhizocorallium* oder ? *Zoophycos*. Profil Ravona di sopra.

2.5 Lucino-Formation

Synonyme: «Serie di Lucinasco, Conglomerati superiori, Argille sabbiose di Lurate Caccivio» (CITA 1957), mergelige Tone mit Sandstein-Einschaltungen von Lucinasco, Sandsteine und «obere Konglomerate» von Maccio, Castello, Gironico al Monte und Olgiate Comasco, sandige Mergel von Cascina Chiavette (Lurate Caccivio) (LONGO 1968).

Die meistvertretene Lithologie in der Lucino-Formation sind Konglomerate (Fig. 4). Die mächtigsten Vorkommen von Konglomeraten findet man an der Strasse Lucino–Mosino und im Luratal, westlich von Castello (= mittlere Konglomerat-Serie und obere Konglomerat-Serie von CITA 1957). Bei Lurate Caccivio sind die stratigraphisch höchsten Sedimente der Gonfolite-Gruppe anstehend (Argille sabbiose di Lurate C., CITA 1957). Die Aufschlussdichte im Gebiet

der Lucino-Formation ist sehr klein (Montano Lucino, Villa Guardia, Lurate Caccivio, Gironico al Monte).

Untergeordnet treten auch Pelite und dünne Sandsteine auf. Bei Montano und Gironico al Monte lassen sich diese feinkörnigen Sedimente zu Formationsgliedern ausscheiden (Montano bzw. Gironico-Formationsglied). Weitere Aufschlüsse dieser Lithologien findet man in einer Kiesgrube westlich von Castello und bei Macciasca an der Strasse Villa Guardia–Lurate Caccivio sowie bei Lurate Caccivio. Bei diesen Vorkommen handelt es sich um kleinere Einschaltungen in den Konglomeraten.

Der Übergang von der Val Grande-Formation in die Lucino-Formation ist nirgends zu beobachten. Im Tal von Trivino nach Cascina Arcissa (Carta d'Italia, Fo.32, Lurate Caccivio) wechseln im Dach der Val Grande-Formation massige Sandsteine mit metermächtigen «pebbly sandstones». Nach einer Aufschlusslücke von etwa 200 m finden wir im Tal unmittelbar östlich von Montano Comasco noch ca. 5 m grobkörnige Sandsteine und «pebbly sandstones». Darüber folgt eine etwa 100 m mächtige Serie von dünnbankigen Sandsteinen in grauen Peliten. Wir nennen diese Serie Montano-Formationsglied. Die turbiditischen Sandsteine variieren in der Mächtigkeit von wenigen Zentimetern zu einigen Dezimetern. Sie sind nicht kanalisiert und zeigen selten interne Strukturen. Das Sandstein/Pelit-Verhältnis ist ≤ 1 .

In dieser Serie fanden wir eine dünne (ca. 8 cm) hellgelbe Schicht von Dolomit (400 m östlich von Montano, Koord. 723.550/072.450). Das siltige Sediment ist schwach laminiert und zeigt ein fleckiges Muster von hellen und dunkleren Partien, das durch Bioturbation verursacht wurde. Nach der Auflösung des karbonatischen Materials bleiben als Rückstand Diatomeen, Radiolarien, detritischer Quarz, Glimmer und dunkle Mineralkörner. Im Dünnschliff erkennt man auch einige planktonische Foraminiferen. Die röntgendiffraktometrische Analyse der Tonmineralien ergab Kaolinit, Chlorit, Illit und Montmorillonit.

Das Montano-Formationsglied wird gegen oben durch Konglomerate und «pebbly sandstones» abgeschlossen. Es scheint gegen SE auszuweichen; zwischen Lucino und Mosino wird es seitlich durch Konglomerate ersetzt.

Für die Ausdehnung des Gironico-Formationsgliedes verweisen wir auf die Angaben und die Kartierung von LONGO (1968). Aufgeschlossen ist es nördlich der Strasse Gironico al Monte nach Montano Comasco. In die pelitischen Sedimente sind feinkörnige, dünne Sandsteine eingelagert.

Die jüngsten Sedimente der Gonfolite Lombarda finden wir bei Lurate Caccivio und im Luratal bei Castello. Es handelt sich um Konglomerate und untergeordnet dünne Sandsteine. Bei Macciasca sind in einer Baugrube Konglomerate mit Zwischenlagen von grauen, bioturbirten Silten aufgeschlossen.

3. Sedimentologie

3.1 Methodik, Profilaufnahme und -darstellung

Bei den Feldaufnahmen der Profile, die mehrheitlich aus *Sandsteinen* und *Pelit* bestehen, wurden folgende Grössen festgehalten:

- Lithologie
- Korngrösse
- Bankmächtigkeit
- Bankgeometrie
- Bankinterne sedimentäre Strukturen
- Art der Schicht-Unterflächen (Kanäle, Strömungsmarken usw.)

Im folgenden Kapitel werden die Profile graphisch dargestellt und beschrieben.

Für die *Konglomerate* wurden nebst einer zeichnerischen Aufnahme folgende Parameter bestimmt:

- Bankmächtigkeit
- Lange und kurze Achse der zehn grössten Gerölle in einer Fläche von 50×50 cm; auf mächtigere Bänke entfallen entsprechend mehrere Messungen
- In einigen Fällen wurde die Orientierung der langen Achse eingemessen

Im weiteren werden folgende Parameter für jede Konglomeratschicht beschrieben:

- Gefüge: berühren sich die Gerölle («clast-supported») oder «schwimmen» sie in einer Matrix («matrix-supported»), Orientierung der Gerölle
- Bankgeometrie
- Interne Schichtung
- Art der Matrix
- Sortierung (bimodal, polymodal; WALKER 1975a)

In der graphischen Darstellung wurde die Profilkolonne zweigeteilt: Links kommt die Lithologie, rechts die Geometrie zum Ausdruck. Zusätzliche Informationen wie Korngrösse, Textur und Matrix-Art stehen rechts von der Kolonne. Von zwei Konglomerat-Aufschlüssen (Ponte Chiasso und Drezzo) wurden nur Skizzen angefertigt, weil sie für Messungen nicht zugänglich sind.

3.2 Abkürzungs- und Symbolverzeichnis, Legende zu den Profilen

(Fig. 13)

Abkürzungen:

T_{a-e}	= Turbidit mit Bouma-Intervallen
Sst/P	= Sandstein/Pelit-Verhältnis
CS	= «clast-supported» (Komponenten bilden Festgerüst)
MS	= «matrix-supported» (Komponenten «schwimmen» in der Matrix)
ps	= «pebbly sandstone»
gr	= «granule» (2–4 mm)
vcs	= sehr grober Sand (1–2 mm)
cs	= grober Sand (0,5–1 mm)
ms	= mittlerer Sand (250–500 μ m)
fs	= feiner Sand (62,5–250 μ m)

Symbole:

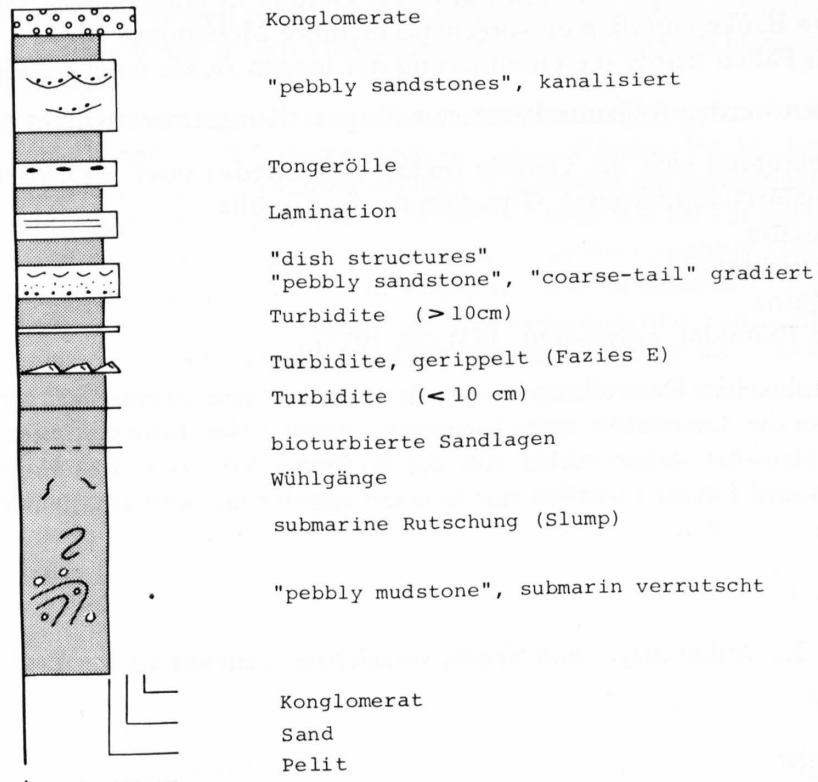
	Gradierung (T_a)
	inverse Gradierung
	Lamination (T_b)
	Rippeln (T_c)
	kanalisiert
	Slump
	«flute cast»
	Bioturbation i. a.
	Strömungsrichtung von Strömungsmarken
	«thickening upward cycle»

3.3 Fazies-Analyse der Einzelprofile

Einige in dieser Arbeit immer wieder verwendete Begriffe sollen kurz definiert werden.

Fazies: «Layer or group of layers showing lithologic, geometric and sedimentologic characters which are different from those of adjacent layers. A facies is considered to be the product of a specific depositional mechanism or several related mechanisms acting at the time» (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975).

SAND-DOMINIERTE PROFILE, SAMMELPROFILE



KONGLOMERAT-DOMINIERTE PROFILE

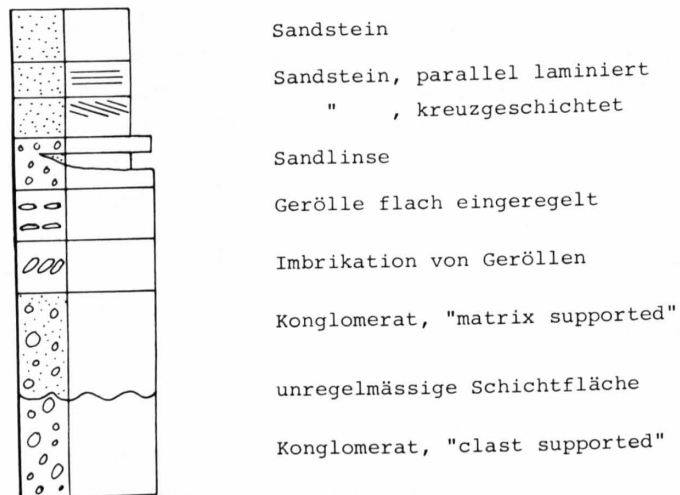


Fig. 13: Legende zu den Einzel- und Sammelprofilen.

Fazies-Typen: Für Sandstein/Pelit-Abfolgen (Turbidite) wenden wir die Fazies-Unterteilung nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) an. Bei massigen, strukturlosen Sandsteinen oder «pebbly sandstones» (Fazies *A* und *B* von MUTTI & RICCI LUCCHI 1975) schien uns jedoch das Schema von WALKER & MUTTI (1973) oder WALKER (1978) adäquater zu sein. In jedem Fall wird auf das angewendete Schema im Text verwiesen.

Bei der Beschreibung der Konglomerate haben wir die von WALKER (1975) vorgeschlagenen Kriterien angewendet und dabei vier verschiedene Konglomerat-Typen (A, B, C, D) unterscheiden können, die im Kapitel 3.4.2 beschrieben und interpretiert werden.

Fazies-Assoziation: «Combination of two or more facies forming sedimentary bodies of various scale and degree of organization. A facies association is considered to be the spatial expression of a depositional environment or process» (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975).

Wir haben uns bei der Interpretation der Fazies-Assoziationen auf die Arbeiten von NORMARK (1970, 1978), MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975), WALKER & MUTTI (1973), NELSON & KULM (1973), WALKER (1975a, 1976, 1978), MUTTI (1977, 1979), INGERSOLL (1978), RUPKE (1978) und JOHNSON & WALKER (1979) abgestützt. Unsere Interpretation der Fazies-Assoziationen in den Einzelprofilen wird in den Sammelprofilen (Kapitel 3.6) zu einem Gesamtbild (Fig. 89, 99) zusammengefügt, das eine mögliche Entwicklung des submarinen Fächers aufzeigen kann.

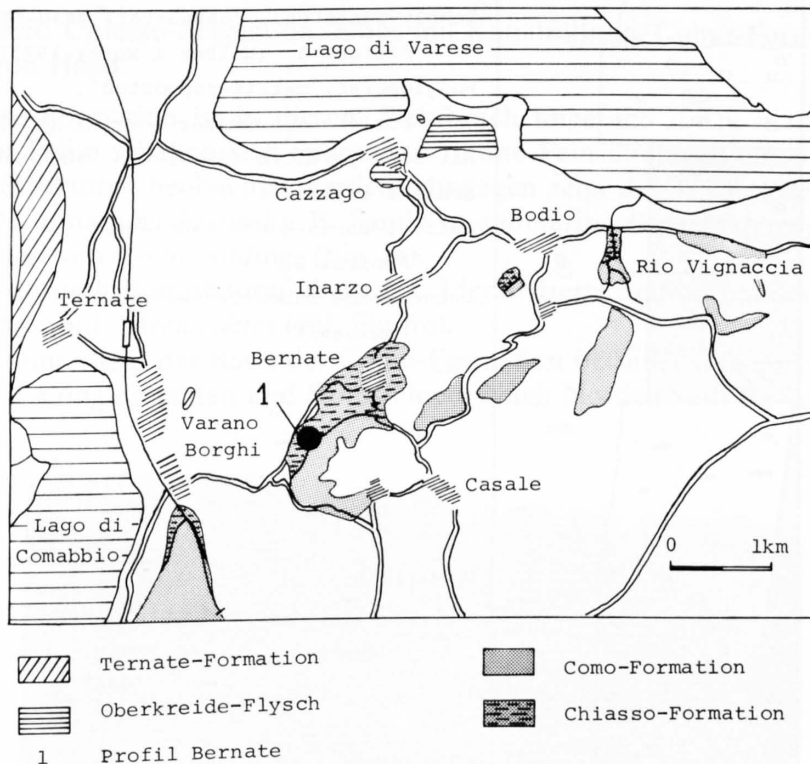


Fig. 14: Aufschlüsse im Gebiet südlich des Lago di Varese.

3.3.1 Einzelprofile der Chiasso-Formation und Überlagerung durch die Como-Formation

Profil 1: Bernate (Fig. 15)

Lage: Tongrube an der Strasse Tordera–Bernate; Koord. 699.800/069.700 (Fig. 14).

Formation: Chiasso-Formation, Como-Formation.

Fazies: Chiasso-Formation: D_3 , F , ? G (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975). Como-Formation: A_1 , A_3 , A_4 (WALKER & MUTTI 1973).

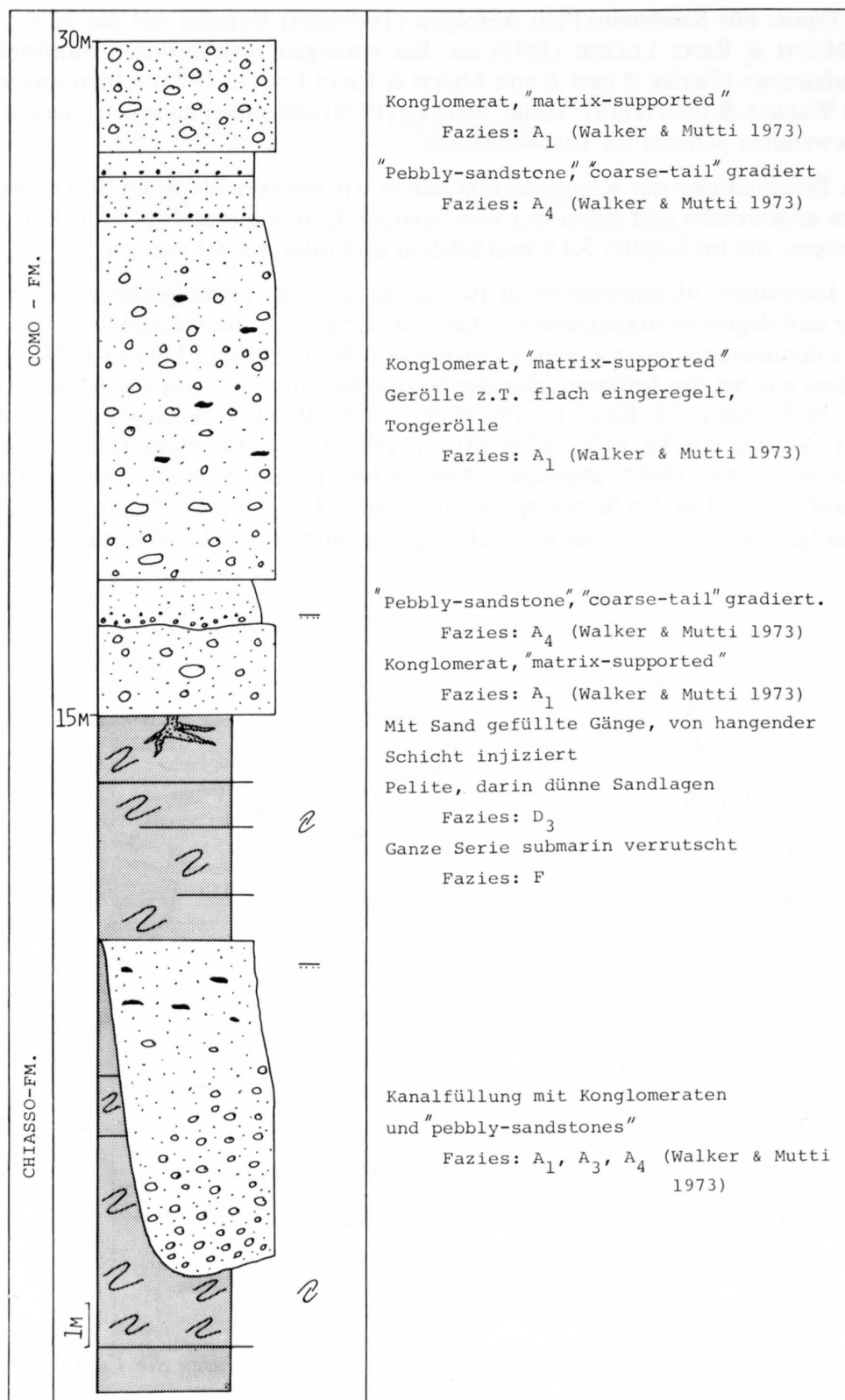


Fig. 15: Profil 1: Bernate.



Fig. 16: Intraformationelle Diskordanzen durch synsedimentäre verrutschte Schichtpakete (Pfeile).
Chiasso-Formation, Profil Bernate.

Fazies-Assoziation: Chiasso-Formation: Slope mit Kanalfüllung. Como-Formation: Upper Fan oder Canyon Head.

Die Chiasso-Formation ist in diesem Steinbruch ungefähr 200 m mächtig. In die stark glimmerhaltigen Pelite schalten sich sporadisch dünne Feinsandlagen ein. In diesen konnten keine internen Strukturen beobachtet werden. Hingegen zeigt die Abfolge Anzeichen von synsedimentärer Deformation. So sind z. B. Sande in submarine Rutschfalten gelegt, und ganze Schichtpakete sind verrutscht (sliding) (Fig. 16).

Die Serie ist durch Bioturbation überprägt. Identifizierte Spurenfossilien sind: *Zoophycos* (Fig. 6b), *Skolithos* und ? *Arenicolites* (vgl. Fig. 6a).

Fünf Meter unterhalb der Basis der Como-Formation befindet sich eine bis 7 m mächtige Kanalfüllung mit Konglomeraten und Sandsteinen. Nach Norden keilt sie vollständig aus, ge-



Fig. 17: Ansicht Profil Bernate. Im oberen Drittel sind die Konglomerate und Sandsteine eines Kanales (Pfeile) in der Chiasso-Formation zu erkennen. Am Horizont sind die Konglomerate der Como-Formation aufgeschlossen.

gen Süden lässt sie sich wegen der Vegetation nicht weiter verfolgen. Im unteren Teil zeigt sie Konglomerate mit sandiger Matrix, die ihrerseits lateral auskeilen, im oberen Teil «pebbly sandstones» und Sandsteine mit Tongeröllern (Fig. 17). Die darüberfolgende Como-Formation besteht aus Konglomeraten mit sandiger Matrix und zum Teil gradierten «pebbly sandstones». Gelegentlich sind die Komponenten lagenweise flach eingeregelt, im übrigen ist keine spezielle Organisation zu erkennen.

Im Gegensatz zur Como-Formation in der Gegend von Chiasso und Como sind hier die durchschnittlichen (20 cm) Komponenten-Durchmesser grösser. «Clast-supported» organisierte Konglomerate sind im Westen des Arbeitsgebietes nicht zu finden. Der Anteil an sedimentären Gerölln aus dem südalpinen Bereich ist relativ klein. Kalkgerölle aus der Ternate-Formation konnten keine beobachtet werden.

Weitere Aufschlüsse im Varesotto: 500 m südwestlich von Bodio ist in einer Tongrube der Übergang von der Chiasso- zur Como-Formation aufgeschlossen. Die Basis der ungefähr 200 m mächtigen Chiasso-Formation ist stark zerschert, die Scherflächen sind von Kalzit überzogen. Im Dach der Chiasso-Formation schalten sich Sandsteine ein, die nach oben immer mächtiger und dicker werden. Es sind «coarse-tail»-gradierte, amalgamierte Schichten. Die Mächtigkeit beträgt in den tiefsten Lagen wenige Dezimeter, in den obersten bis 3 m. In den dazwischenliegenden Peliten sind auffallend viele, zur Schichtung senkrecht stehende Wühlgänge vorhanden. Es handelt sich um runde, mit Sand gefüllte Gänge, die mehrere Dezimeter lang sein können. Oft liegen zwei Gänge dicht nebeneinander (*Skolithos* und *Arenicolites*, vgl. Fig. 6a).

Über einer 8 m mächtigen Serie mit Siltiten (z. T. submarin verrutscht) und dünnen Sandsteinen folgen «pebbly sandstones» der Como-Formation. Darin sind Tongerölle eingelagert,

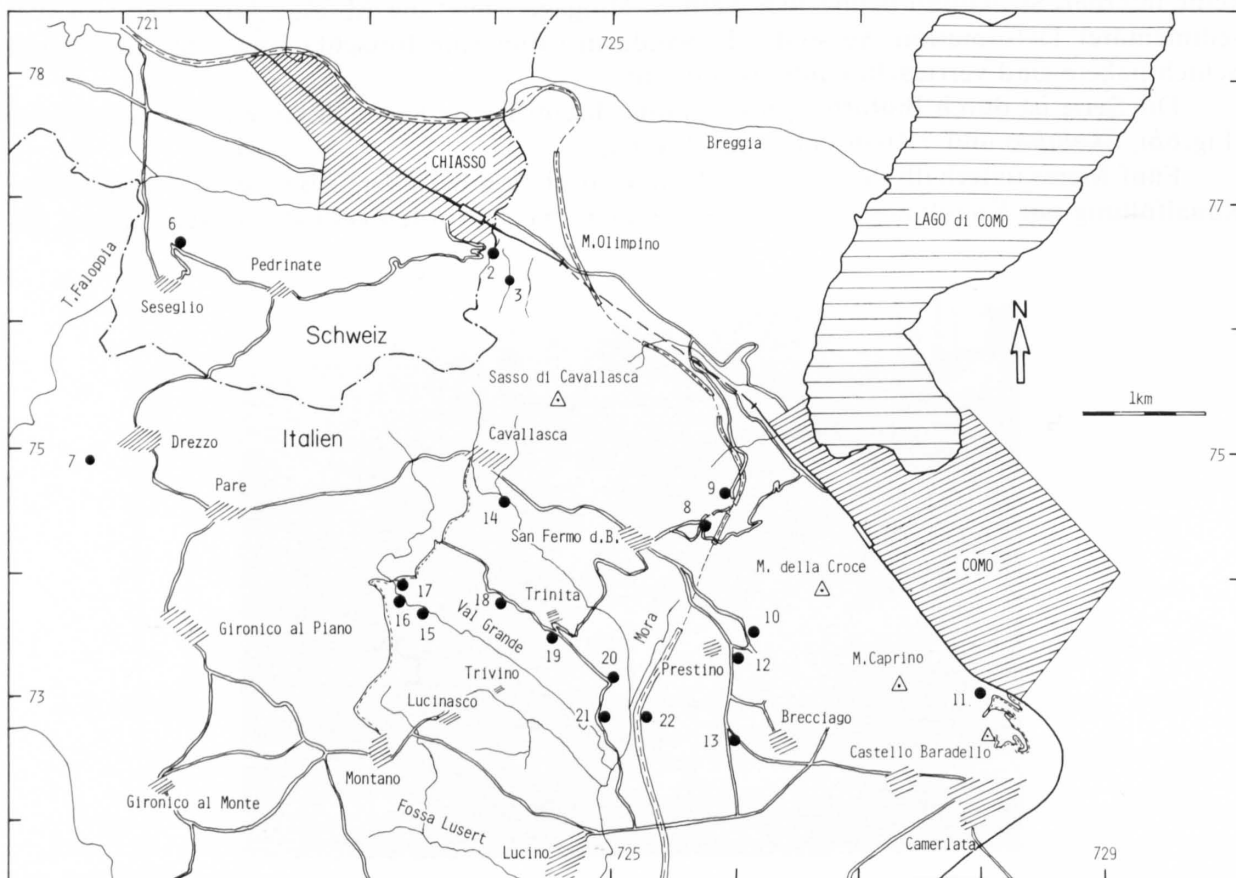


Fig. 18: Lage der Profile im Gebiet von Como, Chiasso und Lurate Caccivio.

die möglicherweise aus der Chiasso-Formation aufgearbeitet wurden. Im Rio Vignaccia (700 m östlich von Bodio) ist die gleiche Abfolge nochmals aufgeschlossen, jedoch mit vielen Aufschlusslücken (VILLA 1955). Hier sind aber viel weniger Sandsteine in die Chiasso-Formation eingelagert.

Profil 2: Rio della Maiocca (Fig. 19)

Lage: Grenzbach Schweiz–Italien, 200 m südlich vom Bahnhof Chiasso; Koord. 723.950/076.540 (Fig. 18).

Formation: Chiasso-Formation, Como-Formation.

Alter: Chiasso-Formation: Spätes Rupelian bis frühes Chattian (RÖGL et al. 1975). Como-Formation: Chattian.

Fazies: Chiasso-Formation: D_1 , D_2 , ? G (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975). Como-Formation: Typ C-Konglomerate (Fig. 61) (A_1 , MUTTI & RICCI LUCCHI 1975; «invers to normally graded conglomerates», WALKER 1978).

Fazies-Assoziation: Chiasso-Formation: Slope, Base of Slope. Como-Formation: Upper Fan oder Canyon Head.

Chiasso-Formation: Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt etwa 50 m, der Kontakt zur mesozoischen Unterlage ist nicht sichtbar. Es fehlen ca. 40 m stratigraphischer Mächtigkeit bis zur anstehenden Maiolica an der Bahnlinie beim Bahnhof von Chiasso.

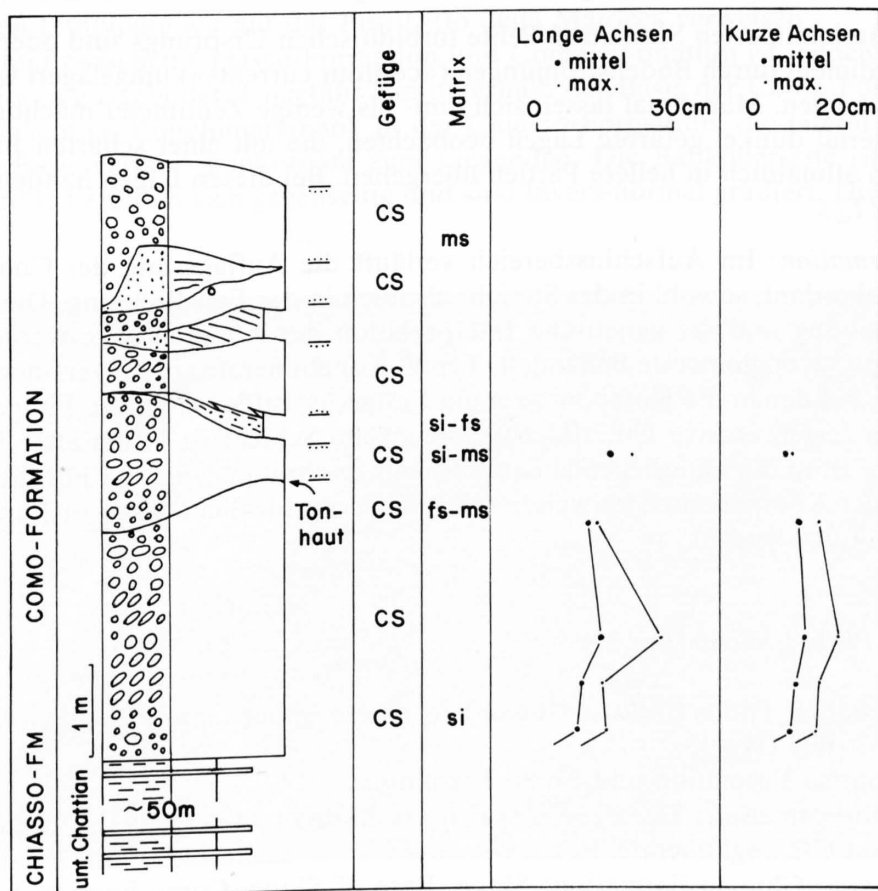


Fig. 19: Profil 2: Rio della Maiocca.

Die grauen, mergeligen Pelite und Siltite der Chiasso-Formation sind laminiert: Hellere und dunklere Schichten von wenigen Millimetern bis Zentimetern lösen einander ab. Die sedimentären Strukturen werden von der starken Bioturbation häufig verwischt. In Anschliffen von Gesteinsproben sieht man ovale, dunklere Querschnitte von Wühlgängen, wahrscheinlich von *Planolites*. Vertikale, im Querschnitt runde oder ovale (0,5 cm), bis 50 cm lange, oft mit Sand gefüllte Gänge sind an anderen Stellen in der Chiasso-Formation oft beobachtbar (*Skolithos*).

In die Chiasso-Formation sind im Profil Rio della Maiocca mindestens sechs dünne (ca. 5 cm) Sandbänke eingelagert. Die stark bioturbirten Lagen sind unregelmässig in der Abfolge verteilt. Äusserlich sind kaum sedimentäre Strukturen zu erkennen. Röntgenographische Aufnahmen von dünnen Gesteinsplatten zeigen jedoch unvollständige Bouma-Zyklen: T_{bc} und T_{cd} (Fig. 20).



Fig. 20: Röntgen-Aufnahme eines Turbidites aus der Chiasso-Formation. Profil Rio della Maiocca.

Ob die fein laminierten Siltite und Pelite turbiditischen Ursprungs sind oder ob ein hemipelagisches Sediment durch Bodenströmungen («contour currents») umgelagert wurde, können wir nicht entscheiden. Manchmal lassen sich mm- bis wenige Zentimeter mächtige durch ?organisches Material dunkel gefärbte Lagen beobachten, die mit einer scharfen Basis einsetzen und nach oben allmählich in hellere Partien übergehen. Bei diesen Lagen handelt es sich wohl um Turbidite (T_{de}).

Como-Formation: Im Aufschlussbereich verläuft die Auflagerung der Como-Formation durchwegs konkordant, sowohl in der Streich- als auch in der Fall-Richtung. Die sedimentologische Beschreibung und die genetische Interpretation der Konglomerate werden in Kapitel 3.4.2 unter Typ C-Konglomerate behandelt. Typ C-Konglomerate sind invers-normal gradierte Konglomerate, bei denen die Komponenten ein Festgerüst bilden (Fig. 65). Einige der Konglomeratschichten zeigen erosive Unterflächen: die zweite Schicht ist in die erste Konglomeratbank, die vierte ist in die unterliegende Sandlinse eingeschnitten (Fig. 19). Für die petrographische Analyse der Komponenten verweisen wir auf die ausführliche Untersuchung von LONGO (1968, S. 42 ff., Tab. 1 und 2).

Aufschluss 3: *Ponte Chiasso* (Fig. 21)

Lage: 300 m südlich Ponte Chiasso (Italien) in einem unbenannten Bacheinschnitt; Koord. 724.100/076.400 (Fig. 18).

Formation: Chiasso-Formation und Como-Formation.

Fazies: Chiasso-Formation: D_1 , D_2 , F , ? G (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975). Como-Formation: Typ A- und C-Konglomerate.

Fazies-Assoziation: Chiasso-Formation: Slope, Base of Slope. Como-Formation: Upper Fan, Canyon Head.

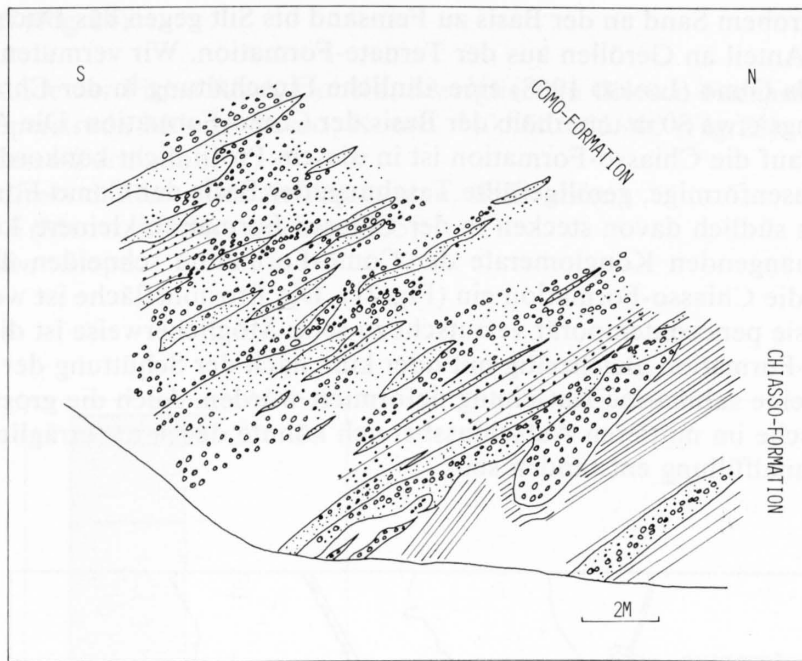


Fig. 21: Skizze der Basis der Como-Formation im Aufschluss Ponte Chiasso. Erläuterungen im Text.

In diesem Bacheinschnitt ist der Übergang von der Chiasso-Formation zur Como-Formation aufgeschlossen. Es sind etwa 30 m graue Pelite und Siltite der Chiasso-Formation anstehend, für deren Lithologie wir auf das Profil Rio della Maiocca verweisen.

Der Kontakt zwischen Chiasso-Formation und Como-Formation ist jedoch anders als im Rio della Maiocca ausgebildet. Ungefähr 5 m unterhalb der Basis der Como-Formation steckt eine bis 1 m mächtige Konglomeratbank in der Chiasso-Formation, die lateral bis auf 10 cm auskeilt. Ihre Basis verläuft konkordant zum Liegenden. Die Bankoberseite ist konvex nach oben. Die Gerölle berühren sich gegenseitig und sind invers-normal gradiert. Die Matrix wech-



Fig. 22: Diskordante Auflagerung der Como-Formation auf die Chiasso-Formation (links unten). Bildmitte: Geröll-gefüllte Tasche in der Chiasso-Formation (vgl. Skizze Fig. 21). Aufschluss Ponte Chiasso.

selt graduell von grobem Sand an der Basis zu Feinsand bis Silt gegen das Dach. Auffallend ist der relativ grosse Anteil an Geröllen aus der Ternate-Formation. Wir vermuten, dass die Konglomerate von Villa Olmo (LONGO 1968) eine ähnliche Einschaltung in der Chiasso-Formation darstellen, allerdings etwa 80 m unterhalb der Basis der Como-Formation. Die Auflagerung der Como-Formation auf die Chiasso-Formation ist in diesem Profil nicht konkordant. Was sofort auffällt, ist eine nasenförmige, geröllgefüllte Tasche an der Basis der Como-Formation (Fig. 21 und 22). Etwa 5 m südlich davon stecken in der Chiasso-Formation kleinere Linsen von Konglomeraten. Die hangenden Konglomerate der Como-Formation schneiden über eine Länge von 5 m erosiv in die Chiasso-Formation ein (Fig. 21). Die Erosionsfläche ist wellig, und an einer Stelle scheint sie penecontemporär verrutscht zu sein: Möglicherweise ist die ganze oberste Zone der Chiasso-Formation gleichzeitig mit oder kurz nach der Schüttung der ersten Konglomeratbank durch eine submarine Rutschung deformiert worden. Auch die grosse, mit Konglomerat gefüllte Tasche im mittleren Aufschlussbereich könnte durch nachträgliche Verformung einer primären Kanalfüllung entstanden sein.

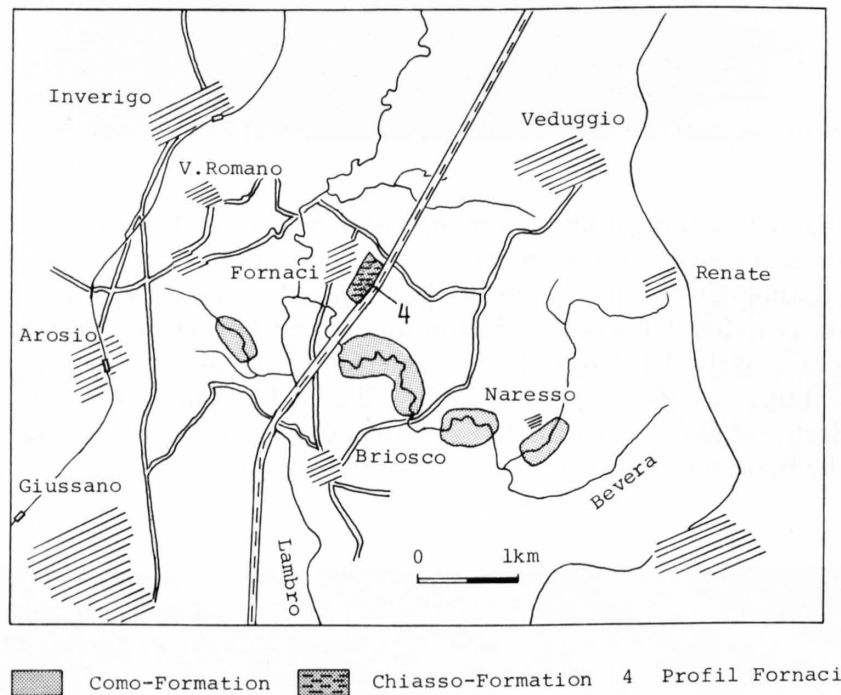


Fig. 23: Aufschlüsse der Gonfolite Lombarda in der Brianza.

In der Aufschluss-Skizze Figur 21 wurde versucht, die Geometrie und die gegenseitige Beziehung einzelner Schichten in der Como-Formation darzustellen. Durchgehende, klar begrenzte Schichten sind kaum auszumachen. Vielmehr fällt die linsige Geometrie der groben Konglomerate und Sandsteine auf. Es macht den Anschein, dass «Nester» von gröberen Konglomeraten seitlich feiner und dünner werden. In solchen groben Konglomerat-Nestern und in feineren Konglomeraten kommen Sandlinsen vor. Die Grösse der Sandlinsen ist sehr variabel; ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 10 cm und 1 m, im allgemeinen beträgt sie 3–5 dm, und die laterale Ausdehnung erstreckt sich von 1–10 m. Zum Teil treten im Sand Gerölle auf, die oft in Reihen angeordnet sind. Einige der Sandkörper werden von Konglomeraten amalgamiert. Als weitere Fazies kann man Sand-dominierte Schichten ausscheiden, in denen Ketten von Geröllen liegen. Diese verlaufen diskordant zu den anderen Strukturen.

Profil 4: *Fornaci* (Fig. 24)

Lage: Werkgelände der Firma Rizzi, Donelli, Breviglieri, in Briosco-Fornaci, etwa 100 m westlich der Superstrada Milano-Lecco; Koord. 740.400/065.400 (Fig. 23).

Formation: Chiasso-Formation.

Alter: ? (nicht direkt datiert; älter als Aquitanian, siehe unten).

Fazies: C_2 , D_2 , F (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975).

Fazies-Assoziation: Slope.

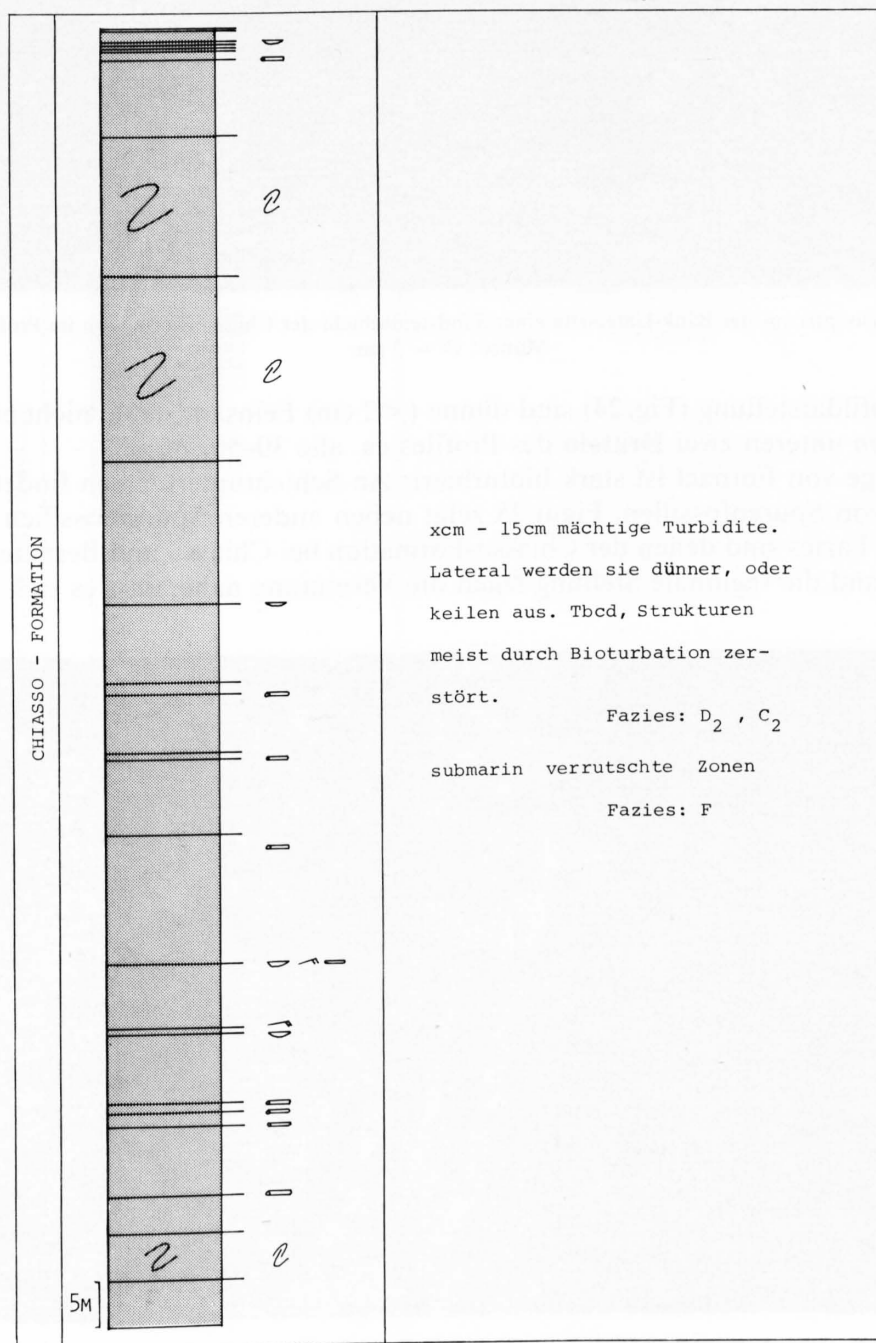


Fig. 24: Profil 4: Fornaci.

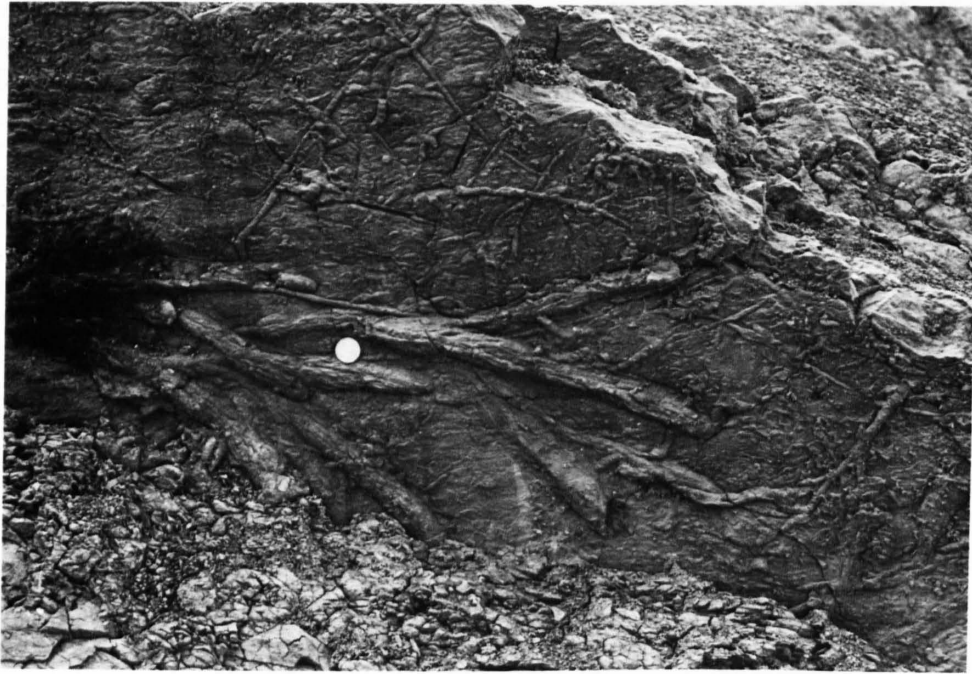


Fig. 25: ? *Fucusopsis* auf der Bank-Unterseite einer Sandsteinschicht der Chiasso-Formation im Profil Fornaci.
Münze: $\varnothing = 2$ cm.

In der Profildarstellung (Fig. 24) sind dünne (< 2 cm) Feinsandsteine nicht eingezeichnet. Sie treten in den unteren zwei Dritteln des Profiles ca. alle 30–50 cm auf.

Die Abfolge von Fornaci ist stark bioturbirt: An Schichtunterflächen findet man häufig ein Netzwerk von Spurenfossilien. Figur 25 zeigt neben anderen Spurenfossilien ? *Fucusopsis*. Lithologie und Fazies sind denen der Chiasso-Formation bei Chiasso und Bernate sehr ähnlich (Fig. 26). Dies und die regionale Stellung legen die Vermutung nahe, dass es sich um die östli-



Fig. 26: Dünnbankige und feinkörnige Sandstein-Turbidite (Fazies D_2 , C_2) in grauen Peliten.
Chiasso-Formation, Profil Fornaci.

che Fortsetzung der Chiasso-Formation handeln könnte. Die überlagernde Serie von Sandsteinen und Konglomeraten, welche im Torrente Bevera aufgeschlossen ist, wurde von CONSONNI (1953) aufgrund von Foraminiferen, insbesondere von *Miogypsina complanata* (SCHLUMBERGER) als Oberoligozän bis Untermiozän (Aquitän) datiert.

3.3.2 Einzelprofile der Como-Formation

Profil 5: Rio dei Gioghi (Fig. 27)

Lage: Bacheinschnitt südwestlich von Roderò; Koord. 714.260/075.350.

Formation: Gioghi-Formationsglied der Como-Formation (Fig. 3).

Fazies: C₂, ? D₂, F (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975).

Fazies-Assoziation: Interchannel deposits.

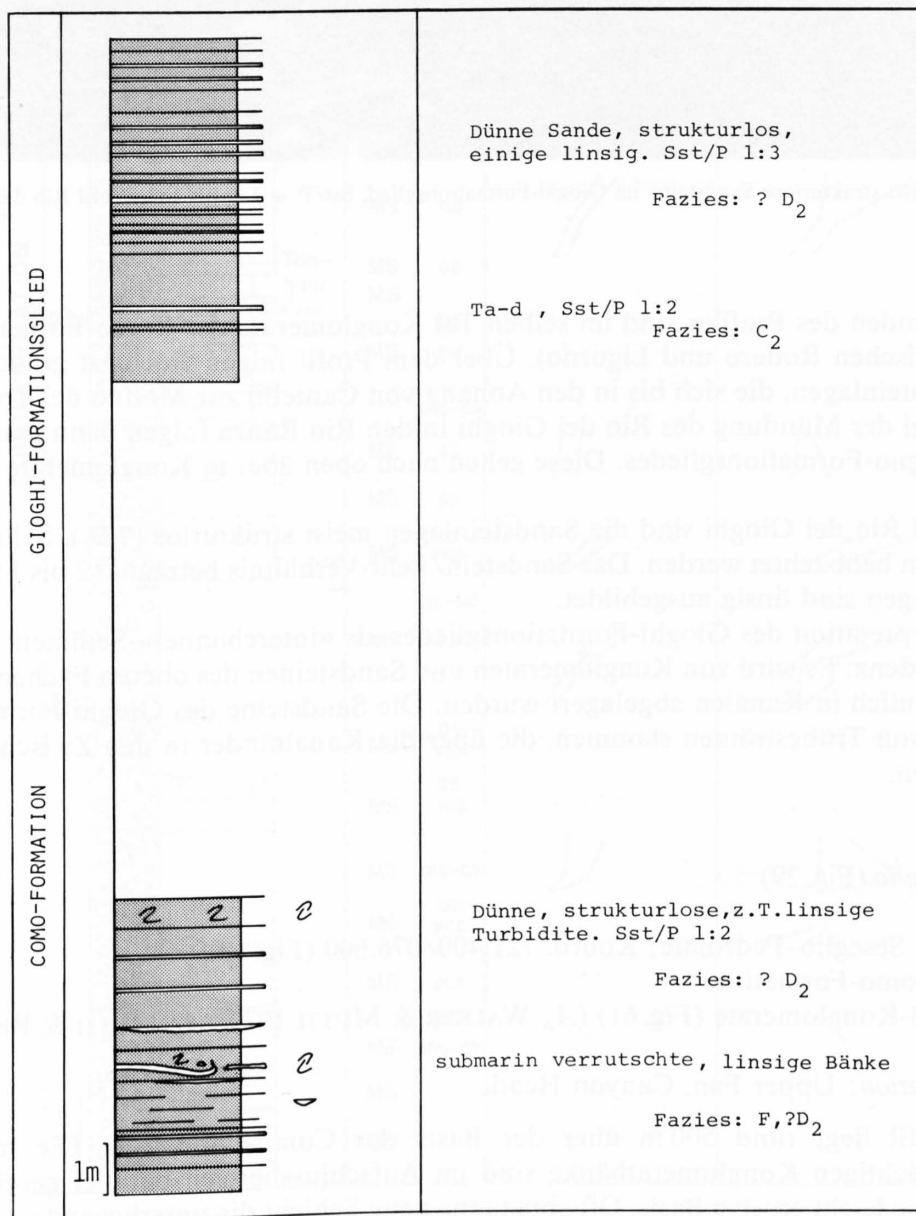


Fig. 27: Profil 5: Rio dei Gioghi.

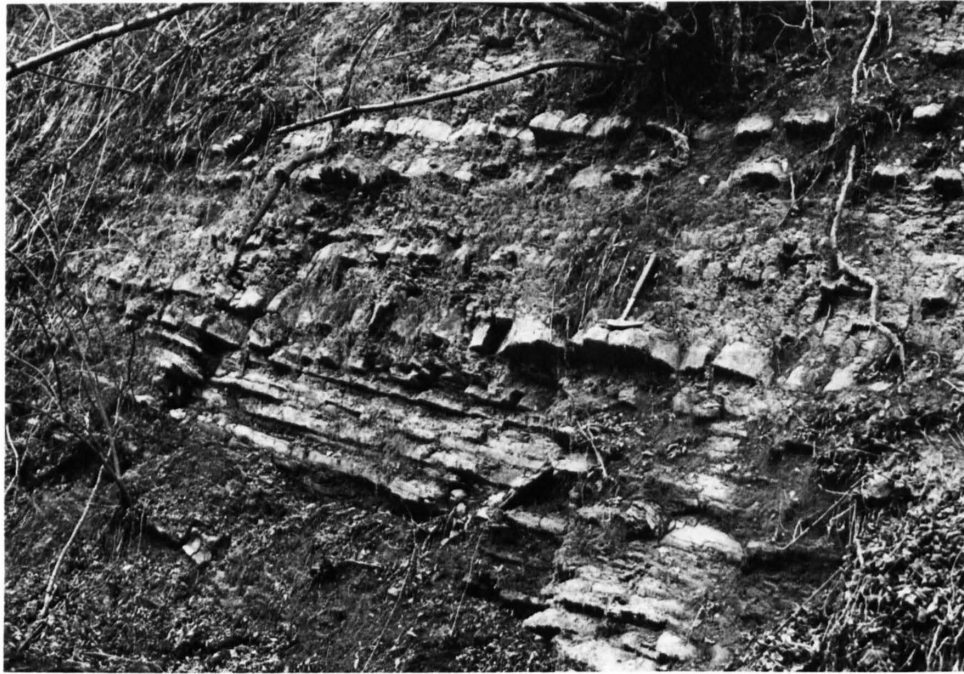


Fig. 28: Meist strukturlose Sandsteine im Gioghi-Formationsglied. Sst/P = 1:2 bis 1:3. Profil Rio dei Gioghi.

Im Liegenden des Profiles sind im selben Tal Konglomerate der Como-Formation aufgeschlossen (zwischen Rodero und Ligurno). Über dem Profil folgen zunächst graue Pelite mit dünnen Sandsteinlagen, die sich bis in den Abhang von Cantello zur Molino del Trotto verfolgen lassen. Bei der Mündung des Rio dei Gioghi in den Rio Ranza folgen dann massige Sandsteine des Cagno-Formationsgliedes. Diese gehen nach oben über in Konglomerate der Como-Formation.

Im Profil Rio dei Gioghi sind die Sandsteinlagen meist strukturlos (? D_2). Selten konnten T_{a-d} -Sequenzen beobachtet werden. Das Sandstein/Pelit-Verhältnis beträgt 1:2 bis 1:3 (Fig. 28). Einige Sandlagen sind linsig ausgebildet.

Die Interpretation des Gioghi-Formationsgliedes als «interchannel»-Sediment basiert auf indirekter Evidenz: Es wird von Konglomeraten und Sandsteinen des oberen Fächers umgeben, die wahrscheinlich in Kanälen abgelagert wurden. Die Sandsteine des Gioghi-Formationsgliedes könnten von Trübeströmen stammen, die über die Kanalränder in den Zwischenkanalbereich gelangten.

Profil 6: *Seseglio* (Fig. 29)

Lage: Strasse Seseglio–Pedrinete; Koord. 721.400/076.600 (Fig. 18).

Formation: Como-Formation.

Fazies: Typ B-Konglomerate (Fig. 61) (A_2 , WALKER & MUTTI 1973; A_1 , MUTTI & RICCI LUCCHI 1975).

Fazies-Assoziation: Upper Fan, Canyon Head.

Das Profil liegt rund 500 m über der Basis der Como-Formation. Die meisten der 20–350 cm mächtigen Konglomeratbänke sind im Aufschlussbereich parallel geschichtet. Einige haben eine leicht erosive Basis. Oft ebnet eine neue Schicht die unterliegende, unregelmäßige Oberfläche ein. Die Konglomeratbänke sind invers gradiert, die Gerölle «schwimmen» in

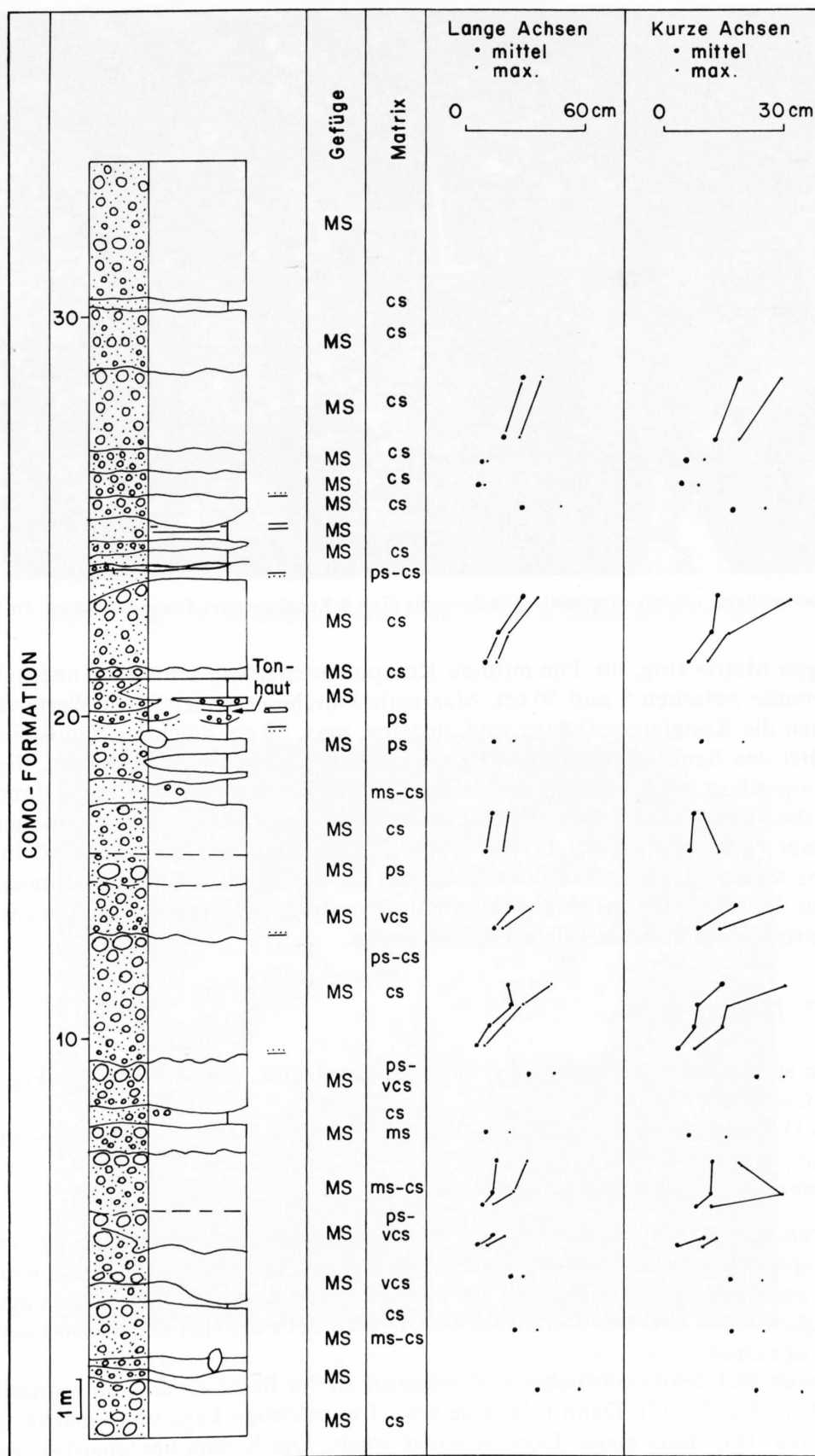




Fig. 30: Invers gradierte, «matrix-supported» Konglomerate (Typ B-Konglomerate). Como-Formation, Profil Seseglio.

einer sandigen Matrix (Fig. 30). Die mittlere Komponentengrösse schwankt innerhalb der gradierten Intervalle zwischen 5 und 50 cm. Maximale Durchmesser erreichen Werte von 80 cm.

Zwischen die Konglomeratbänke sind einzelne, max. 50 cm mächtige Sandsteinlagen eingeschaltet. Bei den Sandsteinlagen handelt es sich um durchgehende Schichten, die zum Teil «coarse-tail»-gradiert sind («pebbly sandstones»). Bei Profilmeter 20 ist eine dünne Siltlage vorhanden, die bioturbirt ist. Den an einer petrographischen Analyse der Komponenten interessierten Leser verweisen wir auf LONGO (1968, S. 42 ff., Tab. 2a). Zusätzlich möchten wir erwähnen, dass wir, im Gegensatz zu LONGO, Gerölle aus der Ternate-Formation finden konnten.

Die von JÄGER (1973) zur Altersbestimmung analysierten Proben von Geröllen aus der Bergeller Intrusion stammen aus dem Profil Seseglio.

Aufschluss 7: Drezzo (Fig. 31)

Lage: 600 m südöstlich von Drezzo, alter Steinbruch; Koord. 720.600/074.780 (Fig. 18).

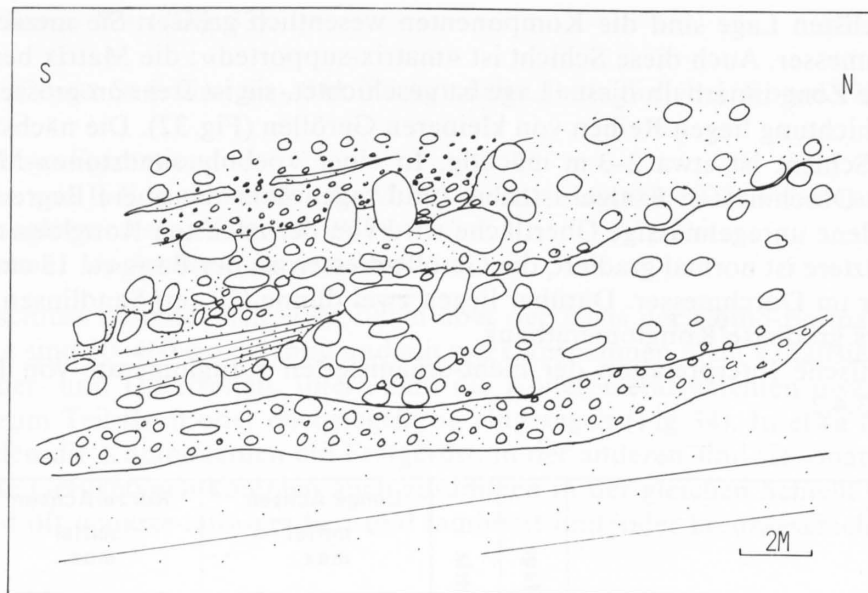
Formation: Como-Formation.

Fazies: Typ D-Konglomerate (Fig. 61) (*A*₁, WALKER & MUTTI 1973; «matrix-supported conglomerates», WALKER 1978).

Fazies-Assoziation: Upper Fan, Canyon Head.

Auf Grund der Kartierung von LONGO (1968) und von eigenen Beobachtungen nehmen wir an, dass im spärlich aufgeschlossenen Gebiet von Drezzo, Seseglio und Paré die ganze Gonfolite-Gruppe aus Konglomeraten besteht. Die Konglomerate erreichen damit eine ungefähre Gesamtmächtigkeit von 2 km. Der Steinbruch von Drezzo befindet sich ca. 1,6 km über der Basis der Como-Formation.

Im unteren Teil des Steinbruches sind massige, an der Basis «coarse-tail»-gradierte Sandsteine zu sehen (Fig. 31, 32). Dann folgt eine etwa 1 m mächtige Lage von «matrix-supported» Konglomeraten. Die Basis dieser Lage ist leicht erosiv. Die Komponentengrösse variiert zwischen 10 und 30 cm. Die Matrix besteht aus «pebbly sandstones». Gegen Norden wird die Bank zusehends dünner.





-  Konglomerat mit sandiger Matrix
-  Konglomerat mit pebbly sandstone Matrix

Fig. 31: Skizze des Aufschlusses Drezzo, Como-Formation. Erläuterungen im Text.



Fig. 32: Aufschluss Drezzo, alter Steinbruch, Como-Formation. An der Basis sind massige, «coarse-tail»-gradierte Sandsteine, darüber nicht-organisierte Konglomerate (Typ *D*) aufgeschlossen.

In der nächsten Lage sind die Komponenten wesentlich grösser. Sie messen bis 1 m im längsten Durchmesser. Auch diese Schicht ist «matrix-supported»; die Matrix besteht aus grobem Sand. Eine Zone innerhalb dieser Lage ist geschichtet, sie ist frei von grösseren Geröllen. Entlang der Schichtung liegen Reihen von kleineren Geröllen (Fig. 32). Die nächst höhere konglomeratische Schicht ist etwa 2–3 m mächtig. In einer «pebbly sandstone»-Matrix stecken Blöcke bis 2 m Durchmesser. Einige «stehen» und ragen über die obere Begrenzung hinaus. Die so entstandene unregelmässige Oberfläche wird von der nächsten Konglomeratlage ausgeebnet. Diese letztere ist normal gradiert, die Gerölle messen an der Basis ca. 15 cm, im Dach einige Zentimeter im Durchmesser. Darüber liegen zwei dünne (20 cm) Sandlinsen. Über diesen folgt eine invers gradierte Konglomeratbank.

Eine genetische Interpretation der nicht-organisierten Konglomerate von Drezzo geben wir in Kapitel 3.4.2.

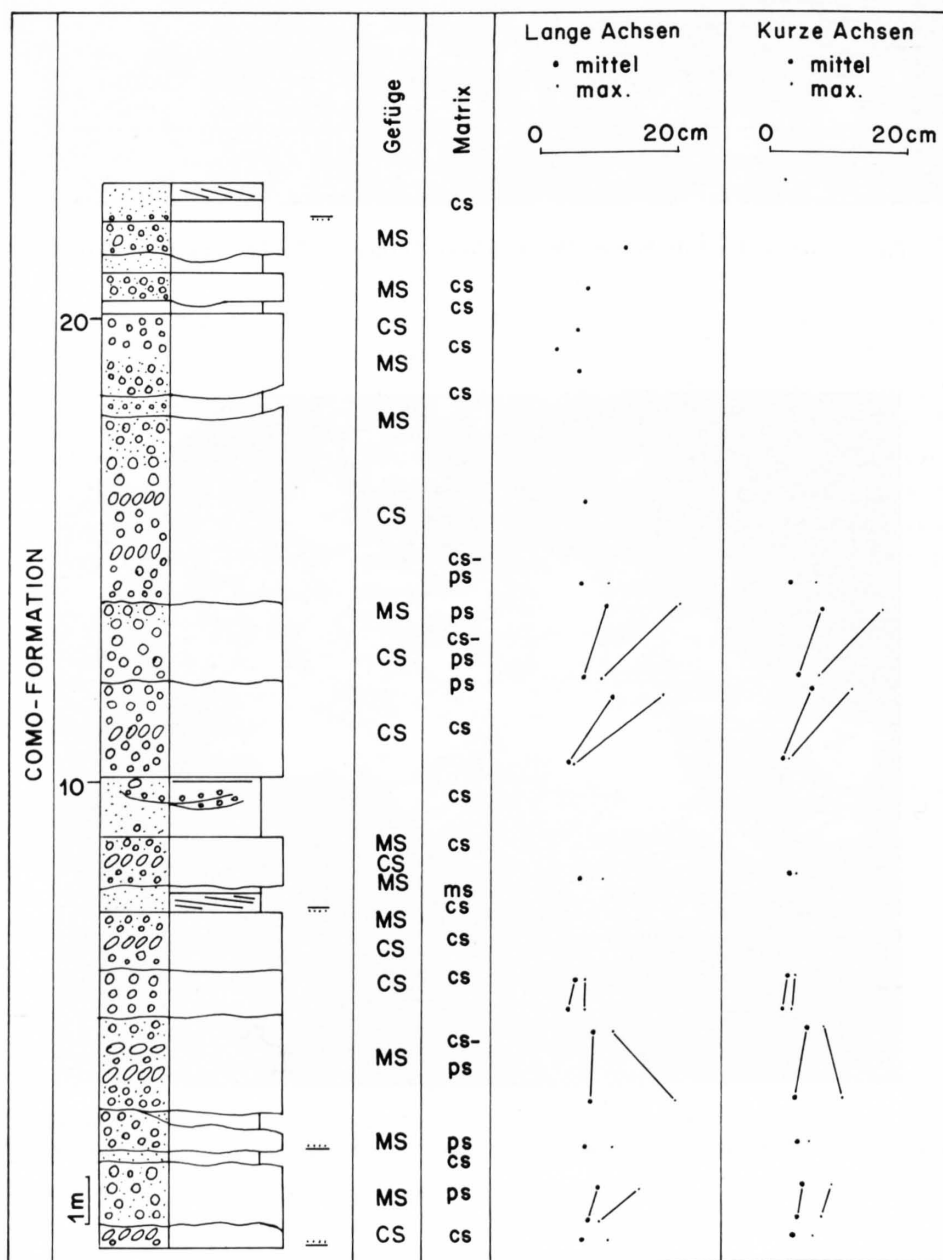


Fig. 33: Profil 8: San Fermo-West.

Profil 8: *San Fermo-West* (Fig. 33)

Lage: Strasse Como San Giorgio–San Fermo della Battaglia; bei Koord. 725.750/074.400 (Fig. 18).

Formation: Como-Formation.

Fazies: Typ A- und B-Konglomerate (A_1 , MUTTI & RICCI LUCCHI 1975; «clast- and matrix-supported conglomerates», WALKER 1978).

Fazies-Assoziation: Upper Fan, Canyon Head.

Der Aufschluss befindet sich etwa 700 m über der Basis der Como-Formation. Die Konglomeratbänke sind 50–400 cm mächtig und mit zwei Ausnahmen nicht kanalisiert, sondern zeigen flache Ober- und Unterseiten. Intern sind die Konglomeratschichten invers gradiert, die Gerölle sind zum Teil flach oder dachziegelartig eingeregelt (Fig. 34). In etwa der Hälfte aller Schichten bilden die Komponenten ein Festgerüst, in der anderen sind sie «matrix-supported» (Fig. 33). Beide Gefügetypen kommen auch zusammen in der gleichen Schicht vor. Die Sandsteinlagen sind oft «coarse-tail»-gradiert und laminiert und/oder kreuzgeschichtet (Fig. 35).

Profil 9: *San Fermo-Ost* (Fig. 36)

Lage: Strasse M. Olimpino–San Fermo della Battaglia, nördlich des ersten Tunnels; Koord. 725.920/074.620 (Fig. 23).

Formation: Como-Formation.

Fazies: Typ A- und B-Konglomerate (A_1 , MUTTI & RICCI LUCCHI 1975; «clast and matrix-supported conglomerates», WALKER 1978).

Fazies-Assoziation: Upper Fan, Canyon Head.

Dieser Aufschluss liegt ungefähr 500 m über der Basis der Como-Formation. Es lassen sich zwei Typen von Konglomerat-Ablagerungen unterscheiden: invers gradierte, in denen sich die Komponenten gegenseitig berühren, und solche, in denen sie in einer sandigen Matrix «schwimmen» (Fig. 62). In einigen Fällen sind innerhalb ein und derselben Schicht Übergänge zwischen den beiden Typen zu beobachten. Die Bankmächtigkeit schwankt zwischen 20 und 500 cm. Basis und Dach einer Sedimentationseinheit sind parallel und eben. Nur selten sind kleine, basale Erosionen festzustellen. Imbrikation der Gerölle ist in «clast supported»-Konglomeraten oft zu beobachten. Die durchschnittliche Komponentengröße variiert zwischen 5 und 20 cm, einzelne Komponenten erreichen Durchmesser von 50 cm. Die Matrix der Konglomerate besteht in den meisten Fällen aus Mittel- oder Grobsand, manchmal aus einem Gemisch von Sand und eckigen Fragmenten in Zentimetergröße.

Sandlagen sind entweder durchgehende Schichten oder als Linsen ausgebildet. Man hat den Eindruck, dass sie sich aus der liegenden Konglomeratbank entwickeln, indem die sandige Matrix ihren Charakter behält und nur die Anzahl der Gerölle vertikal auf kurze Distanz stark abnimmt. Die Grenze zum Hangenden ist immer sehr scharf.

Profil 10: *Steinbruch Prestino* (Fig. 37)

Lage: Am Weg Prestino–M. della Croce, nördlich Prestino; Koord. 726.180/073.550 (Fig. 18).

Formation: Como-Formation, oberes Como-Formationsglied.

Fazies: Typ D-Konglomerate (Fig. 61) (A_1 , A_4 , B_2 , WALKER & MUTTI 1973).

Fazies-Assoziation: Upper Fan, Canyon Head.

Der obere Teil der Como-Formation zeigt, parallel zum Streichen längs einer Linie Cavalasca–San Fermo–Prestino–Camerlata, eine besondere Ausbildung: wir haben sie zum oberen



Fig. 34: Invers gradierte Konglomerate, «clast-supported» und Sandsteinlage mit eingelagerten Geröllen.
Como-Formation, Profil San Fermo-West.



Fig. 35: Laminierte Sandsteinlage. Como-Formation, Profil San Fermo-West.

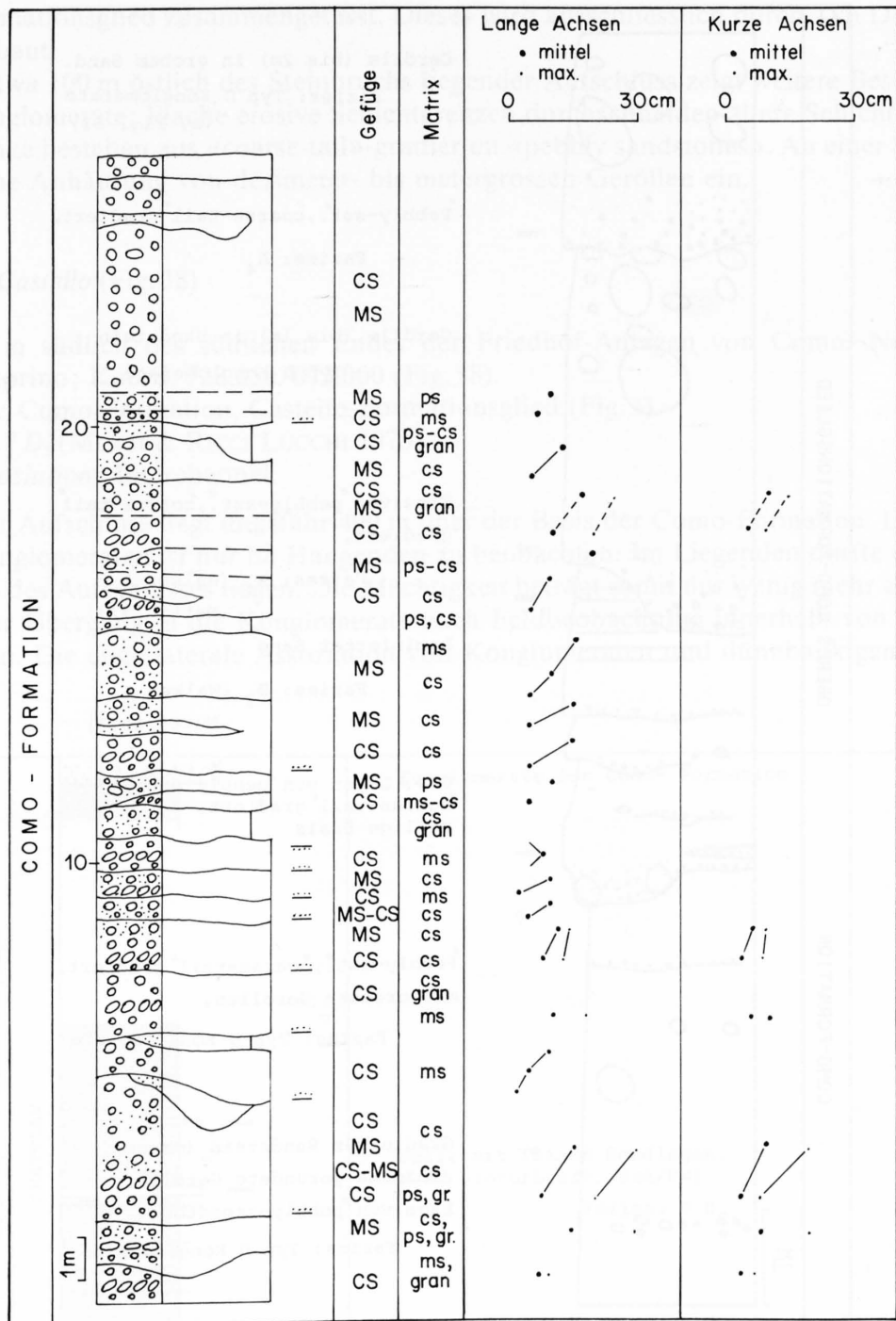


Fig. 36: Profil 9: San Fermo-Ost.

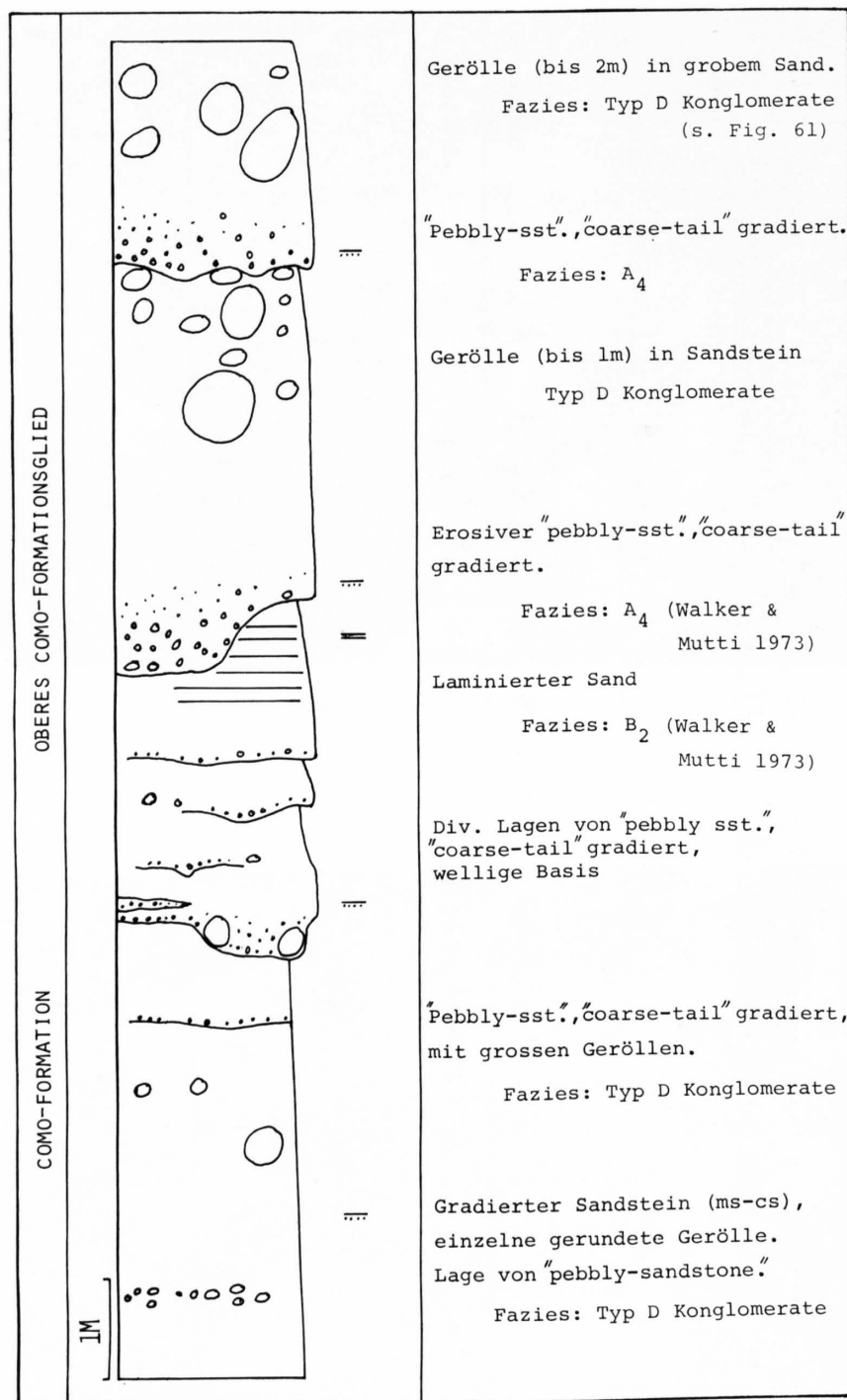


Fig. 37: Profil 10: Steinbruch Prestino.

Como-Formationsglied zusammengefasst. Dieses wird ausschliesslich durch Typ D-Konglomerate aufgebaut.

Ein etwa 100 m östlich des Steinbruchs liegender Aufschluss zeigt weitere Besonderheiten dieser Konglomerate: Flache erosive Schichtgrenzen durchschneiden ältere Schichten. Die einzelnen Bänke bestehen aus «coarse-tail»-gradierten «pebbly sandstones». An einer Stelle schaltet sich eine Anhäufung von dezimeter- bis metergrossen Geröllen ein.

Profil 11: *Castello* (Fig. 38)

Lage: 150 m südlich des südlichen Endes der Friedhof-Anlagen von Como, Nordfuss des M. Caprino; Koord. 728.050/073.000 (Fig. 18).

Formation: Como-Formation, Castello-Formationsglied (Fig. 3).

Fazies: E, ? D₃ (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975).

Fazies-Assoziation: Interchannel.

Dieser Aufschluss liegt ungefähr 400 m über der Basis der Como-Formation. Der Kontakt zu den Konglomeraten ist nur im Hangenden zu beobachten. Im Liegenden dürfte er nicht viel ausserhalb des Aufschlusses liegen. Die Mächtigkeit beträgt somit nur wenig mehr als 10 m. Lateral ist der Übergang in die Konglomerate nach Feldbeobachtung innerhalb von etwa 200 m zu erwarten. Die enge laterale Assoziation von Konglomeraten und dünnbankigen Turbiditen

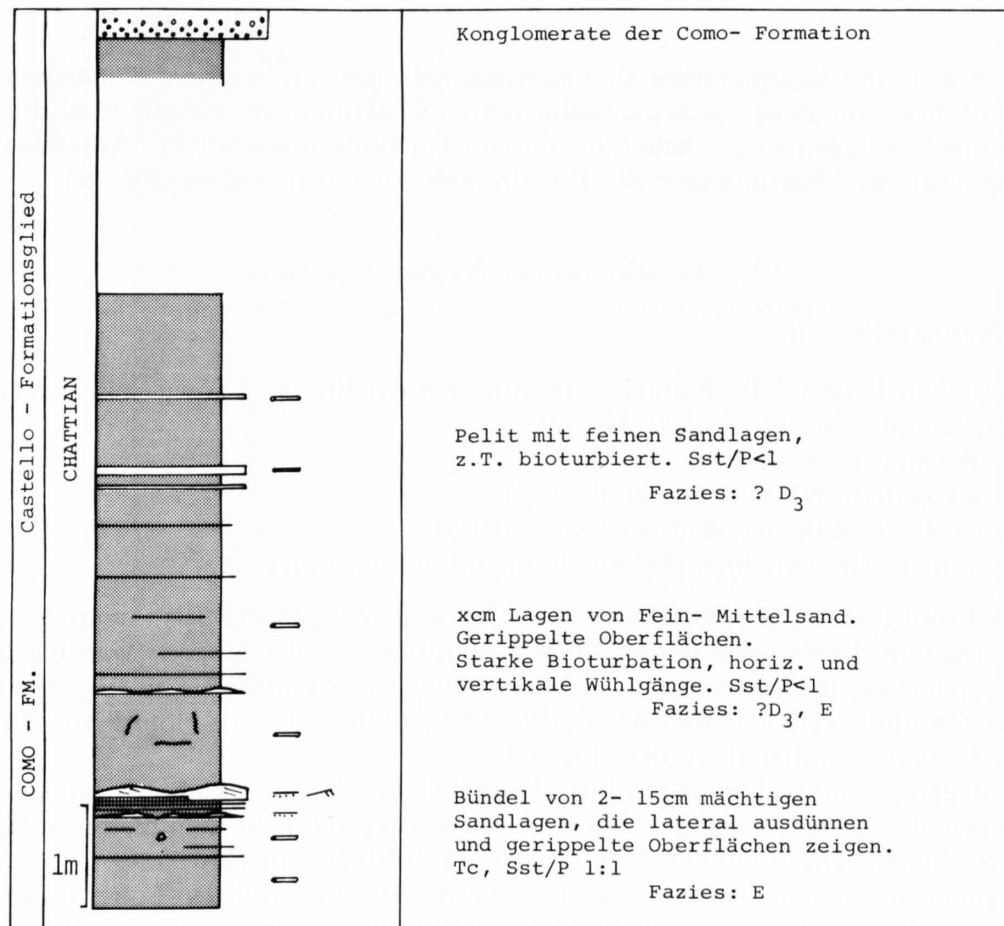


Fig. 38: Profil 11: Castello.

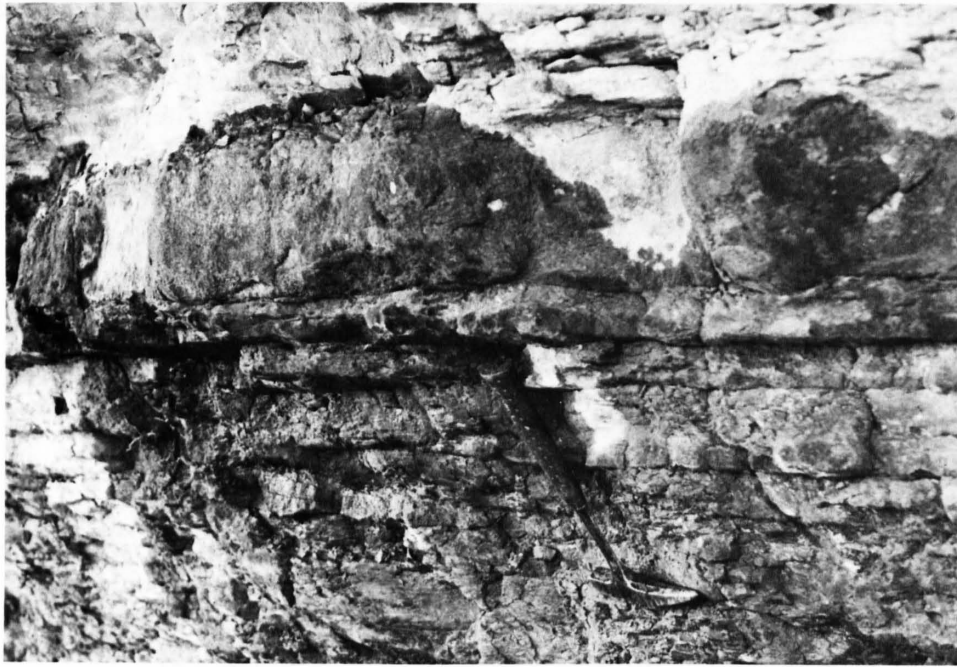


Fig. 39: Castello-Formationsglied, Profil Castello.

Untere Bildhälfte: dünne, gerippte Sandstein-Turbidite der Fazies E.

Obere Bildhälfte: 15 cm mächtige, kreuzgeschichtete Sandsteinschicht, die lateral ihre Mächtigkeit ändert und auskeilt.

der Fazies E legt eine Interpretation als «interchannel»-Bereich in einem Kanalsystem nahe. Gestützt wird diese Annahme durch die sedimentären Strukturen: In die stark bioturbirten Pelite sind dünne Sandlagen eingeschaltet, die durch «Traction» und seitliches Auskeilen geprägt sind und sporadische Überflutungen des Kanalrandes darstellen können (Fig. 39).

3.3.3 Einzelprofile der Prestino-Formation

Profil 12: *Prestino* (Fig. 40)

Lage: Strasse San Fermo della Battaglia–Prestino bei der Strassenkreuzung in der Nähe der Kirche; Koord. 726.000/073.300 (Fig. 18).

Formation: Prestino-Formation.

Alter: Spätes Chattian, NP25 (RÖGL et al. 1975).

Fazies: C₁, C₂, D₂, E, F (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975).

Fazies-Assoziation: «Interchannel deposits in open fan mudstones».

Dieses Profil liegt an der Basis einer etwa 380 m mächtigen Pelit-dominierten Serie, der Prestino-Formation. Diese weist dünne, meist strukturlöse Sandsteine auf. Man hat den Eindruck, dass sich etwas mächtigere (dm) Turbidite bündelweise konzentrieren (Fig. 41). Dies vor allem im ersten und zweiten Drittel des Profils. Die Abfolge ist stark bioturbirt: An Spuren konnte *Teichichnus* identifiziert werden (Fig. 42).

Als Ablagerungsmilieu könnte ein Interchannel-Gebiet in Frage kommen, wo sporadische Überflutungen der Kanäle sandiges Material in vorwiegend Pelit-dominierte Ablagerungsräume verfrachteten. Diese können bündelweise angeordnet sein (MUTTI 1977, S.116). Eine zweite Möglichkeit wäre eine Ablagerung an der Peripherie von Sandstein-Loben («fan fringe», «lobe fringe»; MUTTI & RICCI LUCCHI 1975), wo relativ dünne Sande in Fazies D in negativen Zyklen angeordnet sind (MUTTI 1977).

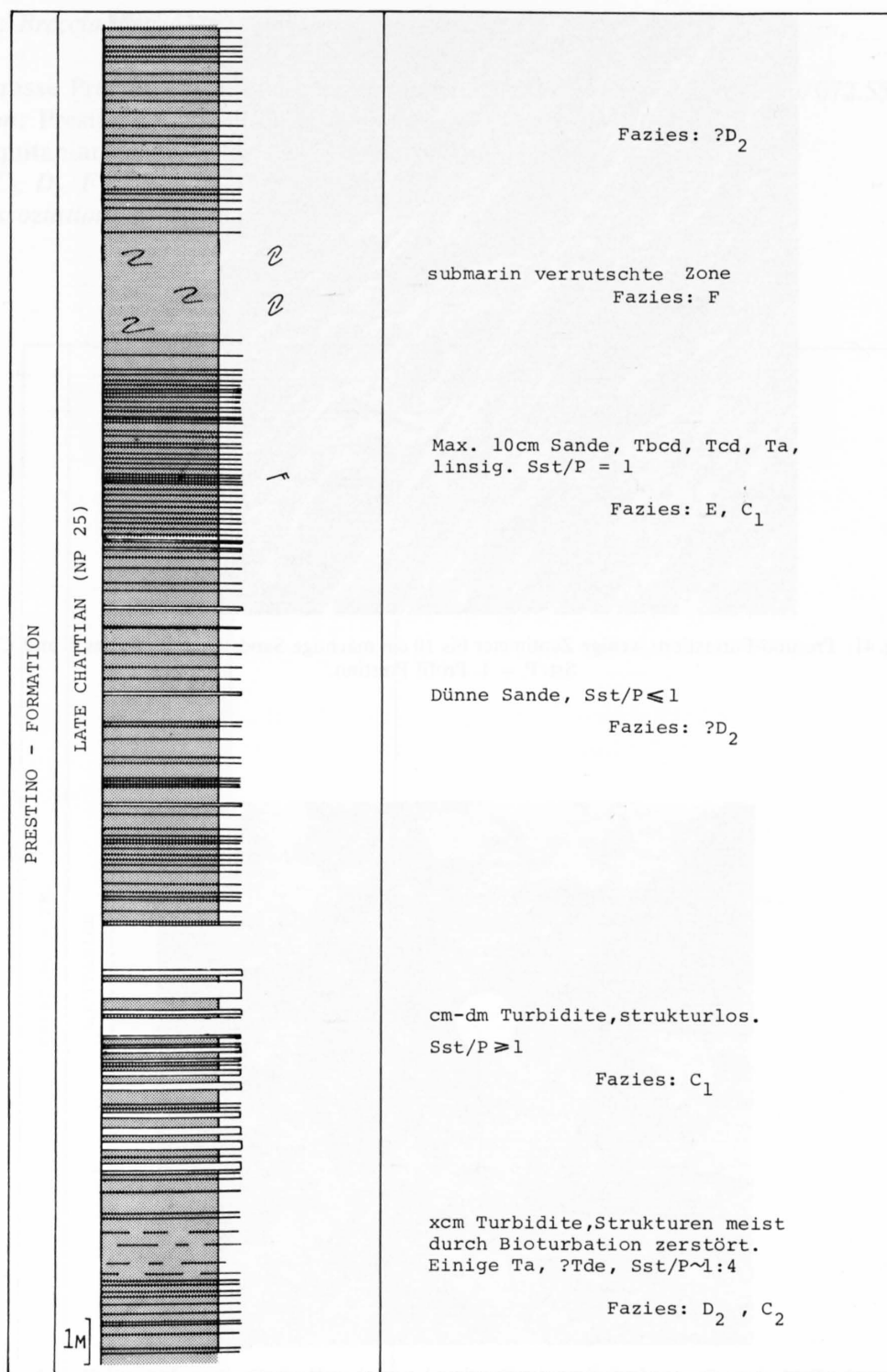


Fig. 40: Profil 12: Prestino.



Fig. 41: Prestino-Formation: wenige Zentimeter bis 10 cm mächtige Sandsteine der Fazies *E* und *C₁*. Sst/P = 1. Profil Prestino.



Fig. 42: *Teichichnus*-Spuren in Peliten der Prestino-Formation, Profil Prestino. Münze: $\varnothing = 2$ cm.

Profil 13: Breccia (Fig. 43)

Lage: Strasse Prestino–Lazzago, bei der Ortschaft Breccia; Koord. 726.000/072.550 (Fig. 18).

Formation: Prestino-Formation.

Alter: Aquitanian («*Globigerinita*» *dissimilis*-Zone), RÖGL et al. (1975).

Fazies: C₂, D₂, F (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975).

Fazies-Assoziation: Interchannel.

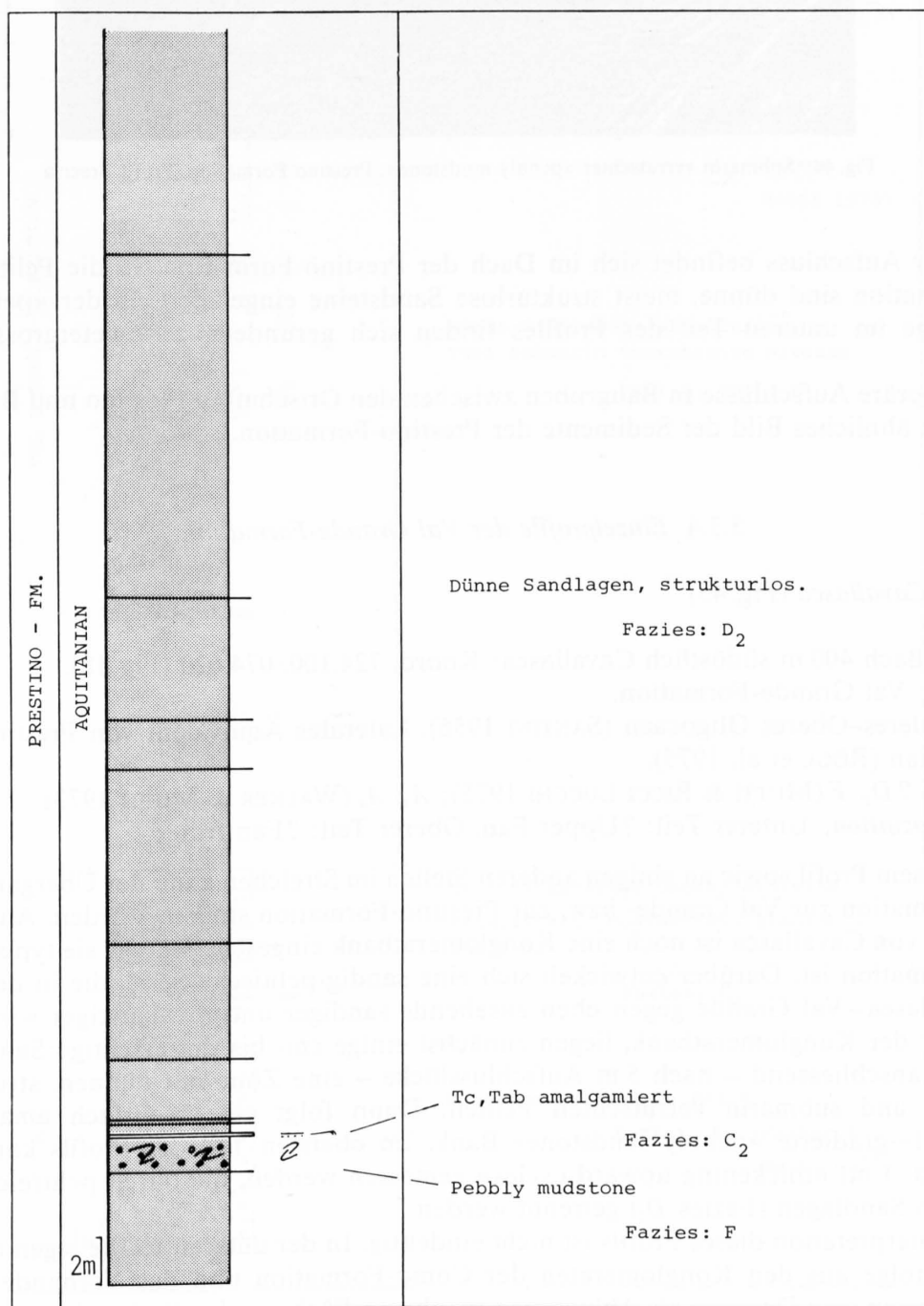


Fig. 43: Profil 13: Breccia.

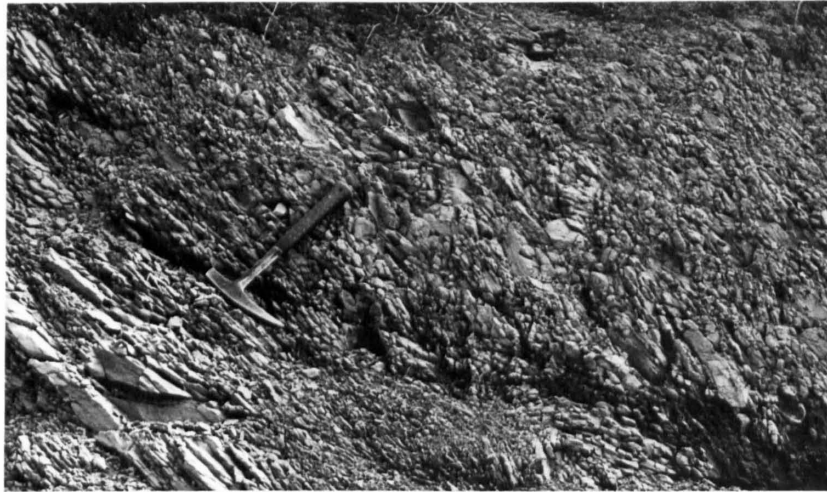


Fig. 44: Submarin verrutschter «pebbly mudstone». Prestino-Formation, Profil Breccia.

Dieser Aufschluss befindet sich im Dach der Prestino-Formation. In die Pelite der Prestino-Formation sind dünne, meist strukturlose Sandsteine eingelagert. In der «pebbly mudstone»-Lage im unteren Teil des Profils finden sich gerundete, zentimetergrosse Gerölle (Fig. 44).

Temporäre Aufschlüsse in Baugruben zwischen den Ortschaften Prestino und Breccia vermitteln ein ähnliches Bild der Sedimente der Prestino-Formation.

3.3.4 Einzelprofile der Val Grande-Formation

Profil 14: *Cavallasca* (Fig. 45)

Lage: Im Bach 400 m südöstlich Cavallasca; Koord. 724.100/074.620 (Fig. 18).

Formation: Val Grande-Formation.

Alter: Mittleres–Oberes Oligocaen (SANTINI 1956). Laterales Äquivalent von Prestino: Spätes Chattian (RÖGL et al. 1975).

Fazies: C_1 , ? D_2 , F (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975); A_1 , A_4 (WALKER & MUTTI 1973).

Fazies-Assoziation: Unterer Teil: ?Upper Fan. Oberer Teil: ?Fan fringe.

In diesem Profil sowie an einigen anderen Stellen im Streichen kann der Übergang von der Como-Formation zur Val Grande- bzw. zur Prestino-Formation studiert werden. An der Basis des Profils von Cavallasca ist noch eine Konglomeratbank eingeschaltet, wie sie typisch für die Como-Formation ist. Darüber entwickelt sich eine sandig-pelitische Serie, die in der Gegend von Cavallasca–Val Grande gegen oben zusehends sandiger und dickbankiger wird. An der Basis, über der Konglomeratbank, liegen zunächst einige cm- bis dm-mächtige Sandsteine in Fazies C_1 , anschliessend – nach 5 m Aufschlusslücke – eine Zone mit dünnen, strukturlosen Turbiditen und submarin verrutschten Peliten. Dann folgt eine mehrfach amalgamierte, «coarse-tail»-gradierte «pebbly sandstone»-Bank. Im obersten Teil des Profils konnten vier kleine (max. 1 m) «thickening upward cycles» gemessen werden, die durch pelitreiche Zonen mit dünnen Sandlagen (Fazies D_2) getrennt werden.

Die Interpretation dieses Profils ist nicht eindeutig. In der unteren Hälfte legen die unmittelbare Abfolge aus den Konglomeraten der Como-Formation und das Vorhandensein von Konglomeraten eine Deutung als Ablagerung im oberen Fächer nahe. In der oberen Hälfte des Profils lassen die «thickening upward cycles» an eine «lobe fringe»-Ablagerung denken

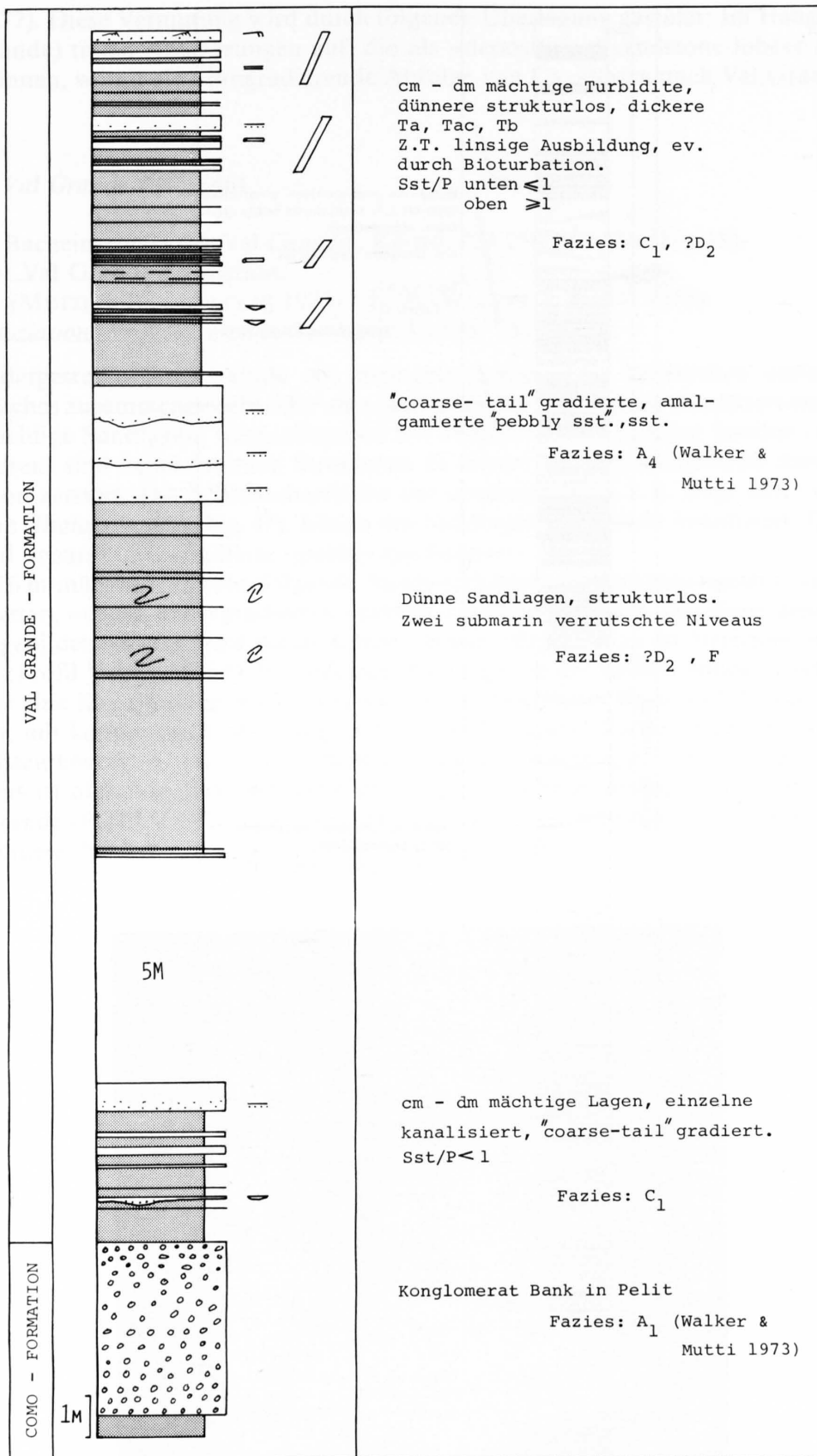


Fig. 45: Profil 14: Cavallasca.

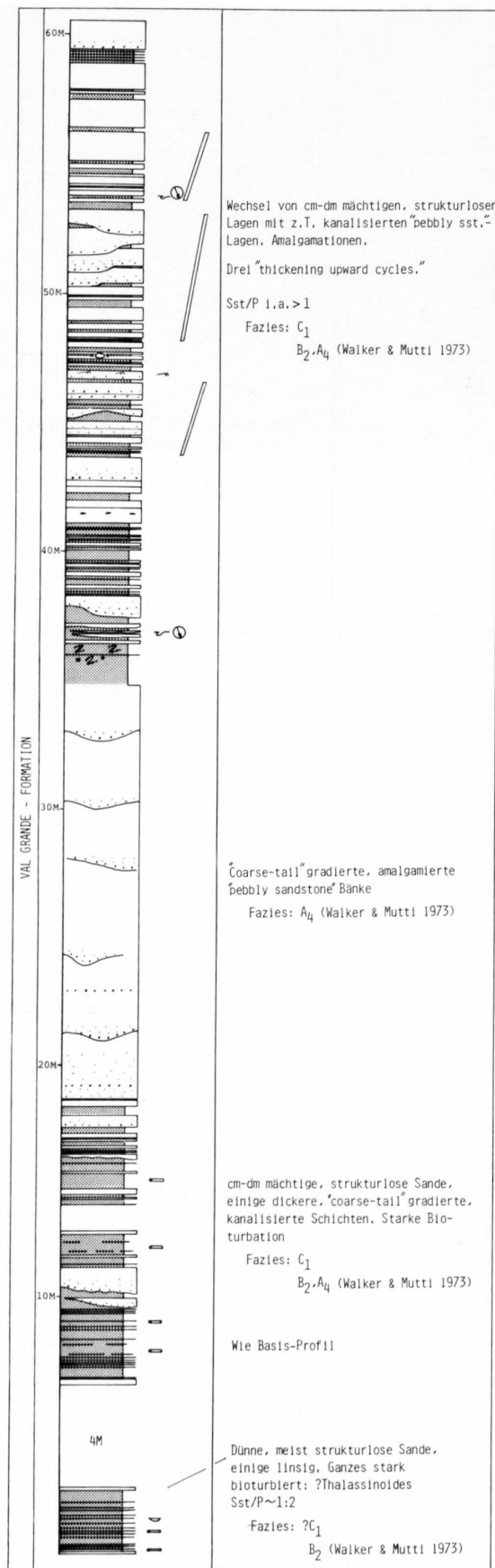


Fig. 46: Profil 15: Val Grande 1.

(MUTTI 1977). Diese Vermutung wird durch folgende Überlegung gestützt: Im Hangenden (Profil Val Grande) treten Ablagerungen auf, die als «depositional sandstone lobes» interpretiert werden können, womit eine progradierende Abfolge von Cavallasca nach Val Grande gegeben wäre.

Profil 15: *Val Grande 1* (Fig. 46)

Lage: Im Bacheinschnitt der Val Grande; Koord. 723.250/073.750 (Fig. 18).

Formation: Val Grande-Formation.

Fazies: C_1 (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975); A_4 , B_2 (WALKER & MUTTI 1973).

Fazies-Assoziation: Progradierende Sandstein-Loben, ?Suprafan.

Das dargestellte Profil wurde aus mehreren gemessenen Teilstücken entlang des Val Grande-Baches zusammengestellt. Die untersten 19 m des Profils sind charakterisiert durch cm- bis dm-mächtige Sandlagen, wechsellagernd mit Peliten. In den meisten Sanden (vor allem in den dünneren) sind keine internen Strukturen zu sehen; sie sind weitgehend durch intensive Bioturbation zerstört. Die Schichtoberfläche der untersten Bank z. B. zeigt sich verzweigende Spuren von *Thalassinoides* (Fig. 47). Einige der Sandlagen sind leicht kanalisiert. Die dickeren Bänke sind «coarse-tail»-gradierte «pebbly sandstones».

Der 16 m mächtige, darüberfolgende Sandsteinkörper ist zusammengesetzt aus mehreren amalgamierten, «coarse-tail»-gradierten «pebbly sandstone»-Lagen. Die Basis dieser Lagen ist wellig ausgebildet. Seitlich wird dieser Körper dünner. Etwa 500 m im Streichen misst er noch etwa 10 m (Profil Val Grande 2). Es stellt sich die Frage, ob der seitlich dünner werdende Sandsteinkörper eine Kanalfüllung mit konvex nach unten begrenzter Basis und flachem Dach, oder umgekehrt, mit konvex nach oben begrenzter Oberfläche und flacher Basis, ein Loben-ähnlicher Sandsteinkörper ist. Die direkte Beobachtung des Verlaufs der Ober- und Untergrenzen des Körpers ist nicht möglich und somit die Frage nicht beantwortbar. An anderen Stellen in der Val Grande (Profil Val Grande 2, Fig. 49) sind in diesem mächtigen Sandsteinkomplex einzelne gerundete, bis 2 m grosse Kristallinblöcke eingelagert.



Fig. 47: Spuren von *Thalassinoides* auf einer Schichtoberfläche. Val Grande-Formation, Profil Val Grande 1.



Fig. 48: Einlagerung eines Kristallin-Gerölles in massigen Sandsteinen. Val Grande-Formation, Profil Val Grande 1.

Im Hangenden des Sandsteinkörpers treten wiederum cm- bis dm-mächtige «pebbly sandstones» und sandige Lagen auf. Einige der Lagen sind kanalisiert und zum Teil amalgamiert. In einer Sandsteinbank bei Profilmeter 48 ist ein grosser, gerundeter Kristallinblock eingelagert (Fig. 48).

Im oberen Teil des Profils können drei «thickening upward cycles» beobachtet werden.

Wir interpretieren die Abfolge im Profil Val Grande als den kanalisierten Bereich von «depositional sandstone lobes» (WALKER 1978, MUTTI 1979).

An zwei Stellen konnten aus «flute casts» Strömungsrichtungen aus NW nach SE abgeleitet werden.

Profil 16: *Val Grande 2* (Fig. 49)

Lage: Im Bacheinschnitt der Val Grande, unmittelbar südöstlich der Brücke der Strasse San Fermo delle Battaglia–Gironico al Piano; Koord. 723.150/073.880 (Fig. 23).

Formation: Val Grande-Formation.

Fazies: C_1 (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975); A_4 , B_2 (WALKER & MUTTI 1973).

Fazies-Assoziation: Sandstein-Loben, ?Suprafan.

Dieses Profil stellt ein laterales Äquivalent des unteren Teiles des Profils Val Grande 1 dar. Der seitliche Abstand beträgt etwa 500 m. Der «pebbly sandstone»-Komplex im Dach des Profils Val Grande 2 entspricht demjenigen in der Mitte des Profils Val Grande 1. Hier misst er allerdings nur noch ungefähr 10 m; im übrigen zeigt er die gleichen sedimentologischen Eigenschaften. Das Liegende der dickbankigen «pebbly sandstones» ist ähnlich ausgebildet wie im Profil Val Grande 1. Eine Bank-für-Bank-Korrelation lässt sich aber nicht durchführen; daraus schliessen wir, dass die Sandsteinlagen seitlich begrenzt sind, entweder durch Kanalränder oder durch eine Anordnung in relativ kleine «depositional lobes».

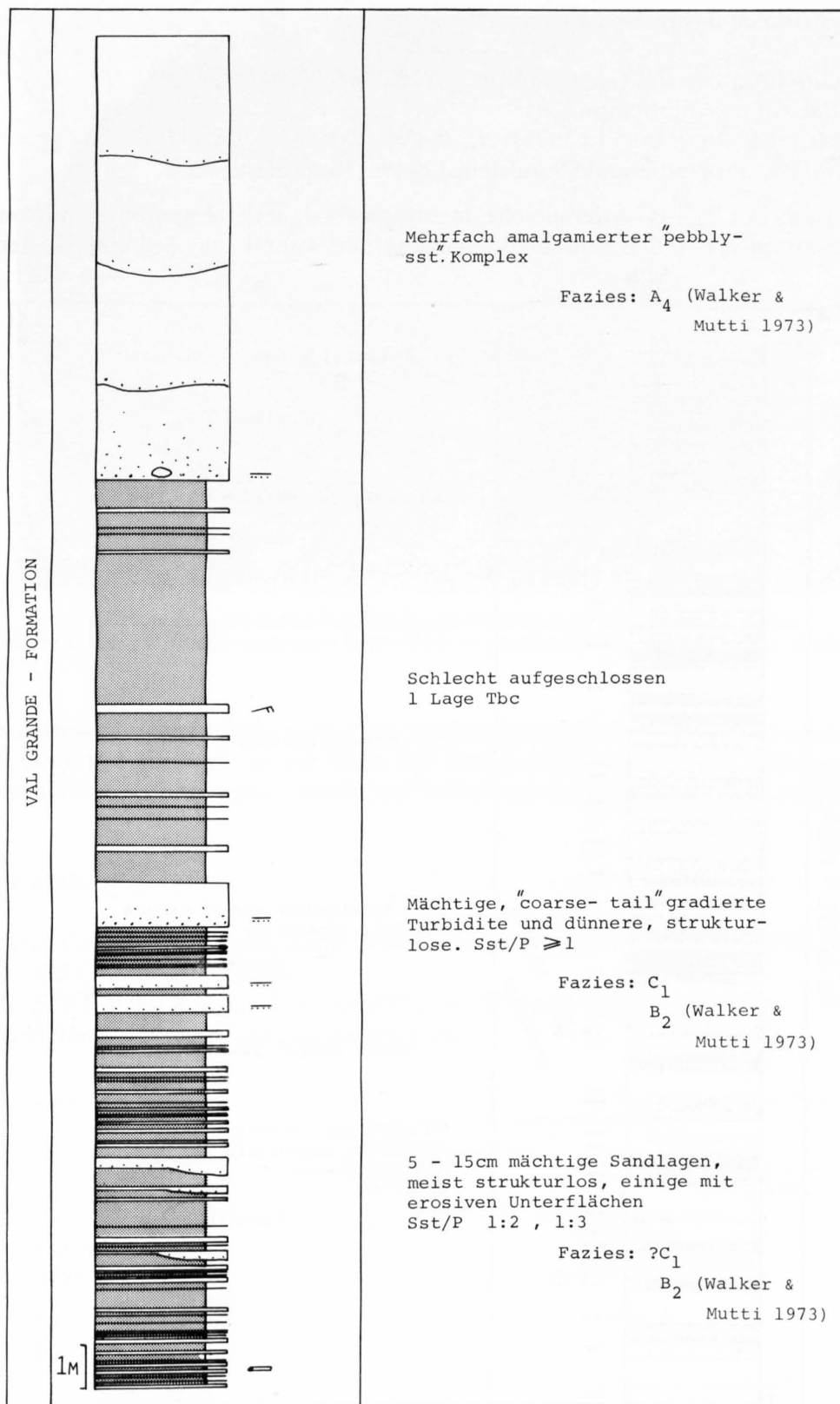


Fig. 49: Profil 16: Val Grande 2.

Profil 17: Val Grande 3 (Fig. 50, 51)

Lage: Bacheinschnitt der Val Grande; Koord. 723.200/073.800 (Fig. 18).

Formation: Val Grande-Formation.

Fazies: C_1 (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975); A_4 , B_2 (WALKER & MUTTI 1973).

Fazies-Assoziation: Progradierende Sandstein-Loben, ?Suprafan.

An der Basis des Profils ist der gleiche, mehrfach amalgamierte «pebbly sandstone»-Komplex aufgeschlossen wie in den beiden vorangegangenen, lateral zum Teil entsprechenden Pro-

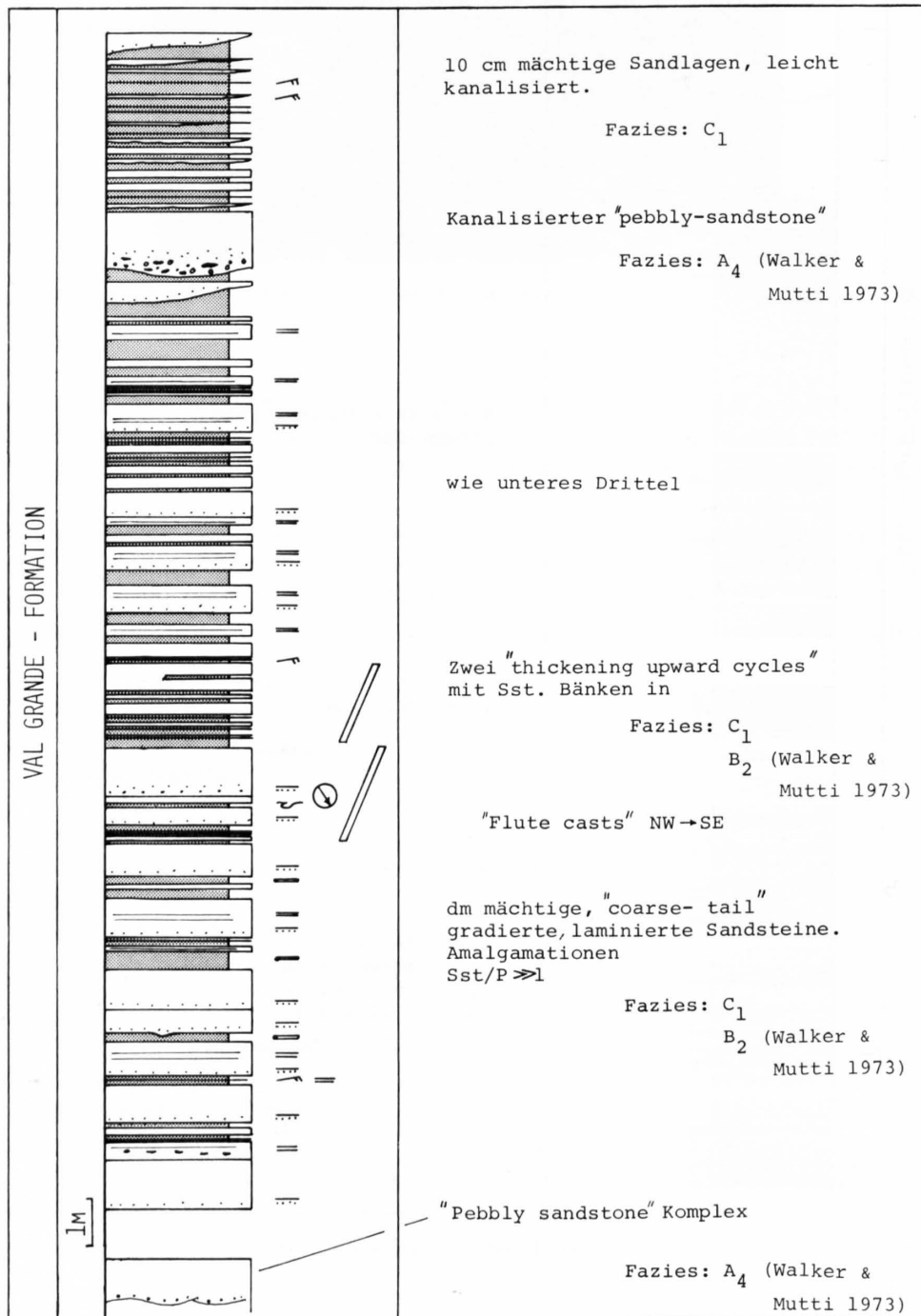


Fig. 50: Profil 17: Val Grande 3.

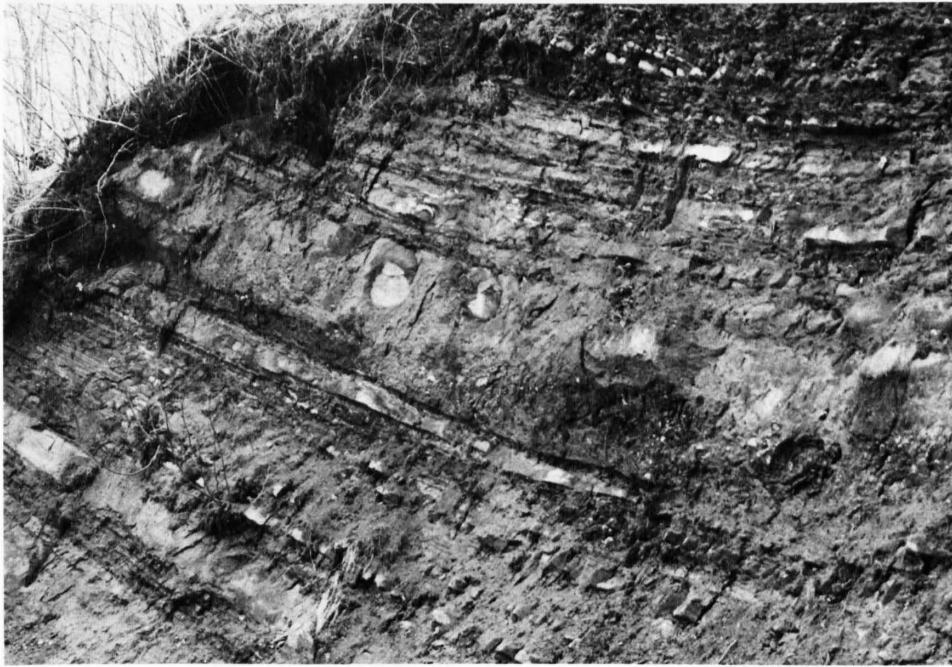


Fig. 51: Ansicht des oberen Teils des Profils Val Grande 3, Val Grande-Formation.
Unter der mächtigen «pebbly sandstone»-Lage (Mitte) ist eine kanalisierte Sandsteinschicht zu erkennen.

filen. Die darüber folgende Serie entspricht sedimentologisch der entsprechenden Abfolge im Profil Val Grande 1 (Fig. 51). In der Mitte des Profils sind zwei kleinere «thickening upward cycles» feststellbar. «Flute casts» weisen auf Schüttungsrichtungen aus NW nach SE.

Profil 18: Casella (Fig. 52)

Lage: Strasse Cavallasca-Trinità, beim Weiler Casella; Koord. 724.120/073.720 (Fig. 18).

Formation: Val Grande-Formation.

Fazies: C₁, E, F (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975); A₃ (WALKER & MUTTI 1973).

Fazies-Assoziation: «Depositional sandstone lobes».

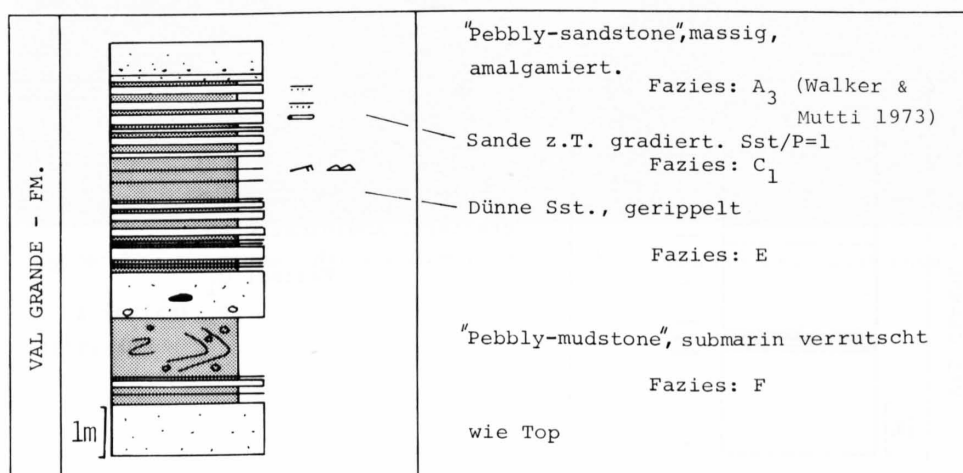


Fig. 52: Profil 18: Casella.

Bei den dickbankigen Schichten handelt es sich um «pebbly sandstones», die gerundete Komponenten und Tongerölle enthalten. Sie sind nicht gradiert. In die submarin verrutschte «pebbly mudstone»-Lage sind bis zu 30 cm messende Gerölle eingelagert.

Profil 19: *Renévorto* (Fig. 53)

Lage: 100 m südlich des Weilers Trinità an der Strasse San Fermo-Trinità; bei Koord. 724.550/073.490 (Fig. 18).

Formation: Val Grande-Formation.

Fazies: C_1 , ? D_2 (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975).

Fazies-Assoziation: ? «Interlobe area».

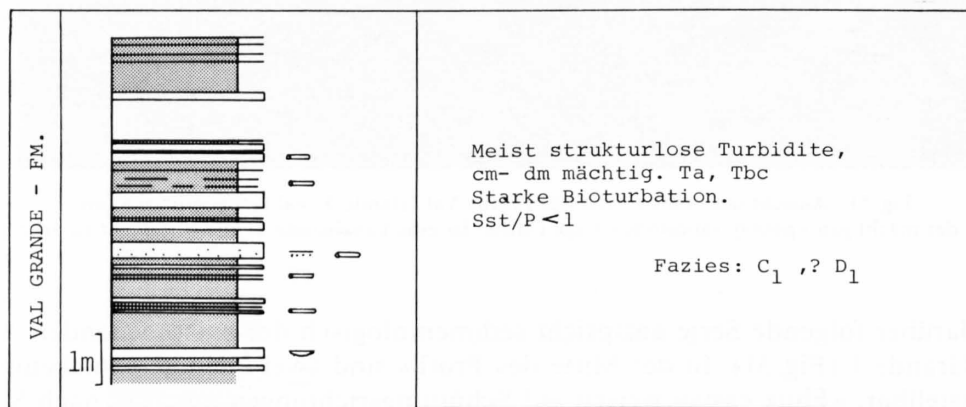


Fig. 53: Profil 19: *Renévorto*.

Dieses Profil liegt im Hangenden eines unweit nördlich im Bach aufgeschlossenen, schlecht zugänglichen Profils. Dort finden sich massige Sandsteine, untergeordnet Pelite und «pebbly mudstones». Über dem Profil *Renévorto* folgen die Sandstein-dominierten Profile der Val Grande. Wir glauben, dass die Sedimente von *Renévorto* in einem Gebiet abgelagert wurden, das zwischen den Sandstein-Loben der Val Grande-Formation liegt.

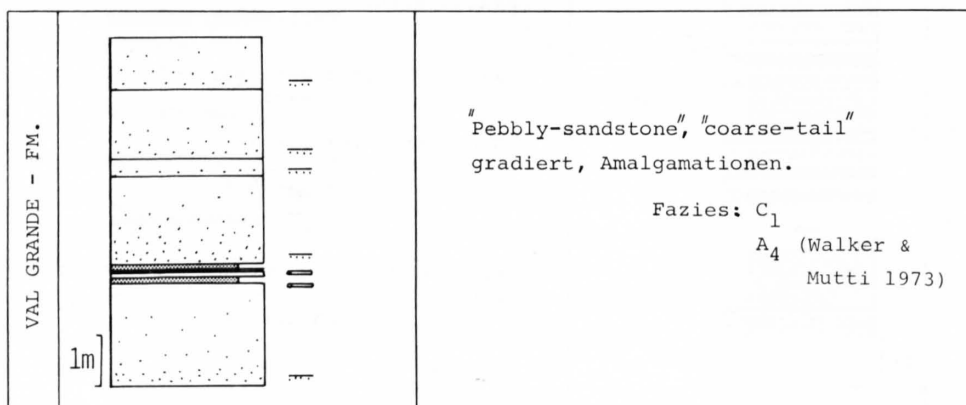


Fig. 54: Profil 20: *Ravona di sopra*.



Fig. 55: «Coarse-tail»-gradierte Sandsteinschicht der Fazies C₁, Val Grande-Formation, Profil Ravona di sopra.

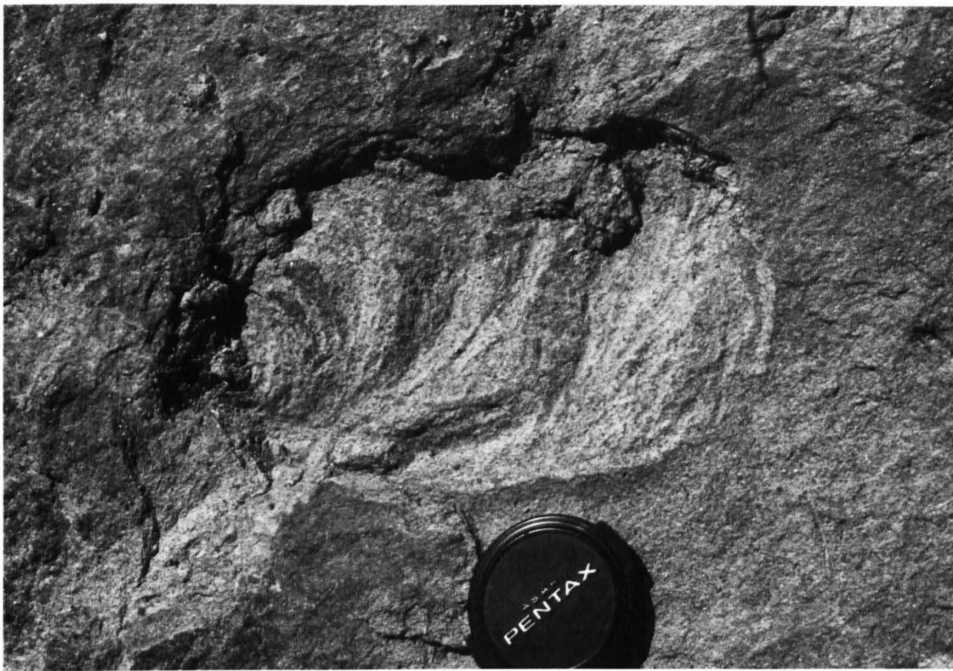


Fig. 56: ? *Zoophycos* oder ? *Rhizocorallium*. Val Grande-Formation, Profil Ravona di sopra.

Profil 20: *Ravona di sopra* (Fig. 54)

Lage: Strasse San Fermo–Lazzago, zwischen den Weilern Ronchetta und Ravona di sopra;
Koord. 724.990/073.100 (Fig. 18).

Formation: Val Grande-Formation.

Fazies: C_1 (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975), Fig. 55; A_4 (WALKER & MUTTI 1973).

Fazies-Assoziation: «Depositional sandstone lobes».

Die Oberfläche der untersten Schicht zeigt Spuren von *Zoophycos* oder *Rhizocorallium* (Fig. 56) und *Thalassinoides*.

Profil 21: *Ravona di sotto* (Fig. 57)

Lage: Strasse San Fermo–Lazzago beim Weiler Ravona di sotto; Koord. 724.940/073.050 (Fig. 18).

Formation: Val Grande-Formation.

Fazies: C_1 (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975); A_4 , B_2 (WALKER & MUTTI 1973).

Fazies-Assoziation: «Depositional sandstone lobes».

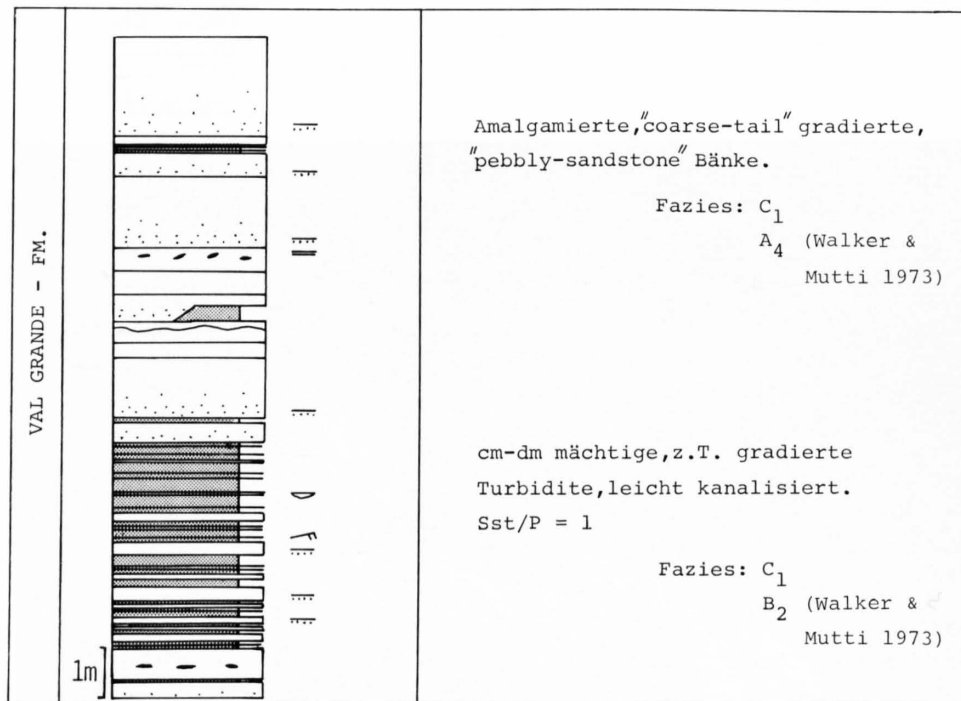


Fig. 57: Profil 21: Ravona di sotto.

Profil 22: *Autostrada* (Fig. 58)

Lage: Ostseite der Autobahn Milano–Chiasso, 1 km nördlich Ausfahrt Como, Camerlata; Koord. 725.350/072.800 (Fig. 18).

Formation: Val Grande-Formation.

Alter: Unmittelbar im Liegenden datierten RÖGL et al. (1975) die Prestino-Formation als Aquitanian.

Fazies: C_1 , A_2 , F (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975); B_1 , B_2 (WALKER & MUTTI 1973).

Fazies-Assoziation: «Progradational and depositional sandstone lobes».

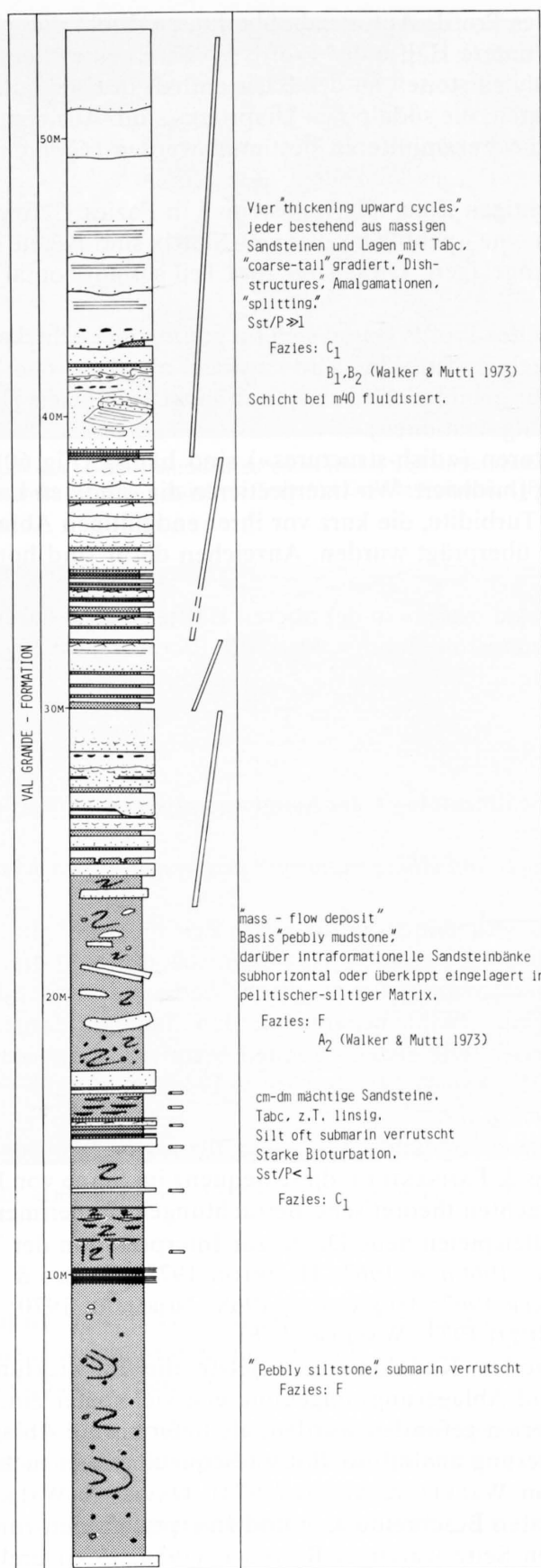


Fig. 58: Profil 22: Autostrada.

Die Ablagerungen des Profils Autostrada überlagern direkt die mergeligen Sedimente der Prestino-Formation. Die untere Hälfte des Profils ist durch eine chaotische Sedimentation gekennzeichnet. Der «pebbly siltstone» an der Basis enthält in einer submarin verrutschten Matrix gerundete Komponenten, die südalpinen Ursprungs sind. Aus einem Mergelgeröll konnten obereocaene planktonische Foraminiferen bestimmt werden (*Globorotalia cerroazulensis*, det. M. Biolzi).

Nach einer 2 m mächtigen Zone mit Sandsteinen in Fazies C_1 folgt eine weitere chaotisch sedimentierte Abfolge. In eine «pebbly mudstone»-Matrix sind Pakete von Sandsteinen aus der Val Grande-Formation eingelagert. Diese sind zum Teil subhorizontal oder in verkehrter Lage angeordnet (Fig. 59).

In der oberen Hälfte des Profils lassen sich im ganzen vier «thickening upward cycles» erkennen (Fig. 10). Die einzelnen Turbidite sind entweder als klassische T_{ac} -Zyklen oder massige, strukturlose Sandsteine ausgebildet. Einzelne sind leicht kanalisiert (Durchschneiden von liegenden Bänken oder Amalgamationen).

Entwässerungsstrukturen («dish-structures») sind häufig (Fig. 60). Bei Profilmeter 40 ist eine mächtige Lage völlig fluidisiert. Wir interpretieren die sandigen Lagen in Fazies C_1 , B_1 und B_2 als hochkonzentrierte Turbidite, die kurz vor ihrer endgültigen Ablagerung durch Liquefaktion (sensu LOWE 1976b) überprägt wurden. Anzeichen dafür sind homogenisierte Bänke und «dish-structures».

Die «thickening upward cycles» in der oberen Hälfte interpretieren wir als progradierende Loben («progradational sandstone lobes», MUTTI & RICCI LUCCHI 1975).

3.4 Sedimentologie der konglomeratischen Formationen

3.4.1 Transport- und Ablagerungsprozesse von marinen Konglomeraten

Resedimentierten Konglomeraten wurde lange Zeit nicht die gleiche Aufmerksamkeit geschenkt wie sandig-siltigen Resedimenten. Nachdem schon in den dreissiger Jahren «turbidity currents» als Transportmechanismus für klastische Sedimente erkannt und ihre erosive Wirkung postuliert wurde (DALY 1936), begann mit den fünfziger Jahren eine intensive Erforschung dieses Problemkreises. Die ersten Arbeiten betrafen im Laboratorium erzeugte «turbidity currents» (KUENEN 1950, KUENEN & MIGLIORINI 1950) und fossile sowie rezente Ablagerungen (HEEZEN & EWING 1952 u. a.).

1962 definierte BOUMA eine Standard-Sequenz für fossile Trübestrom-Ablagerungen, und 1965 interpretierten HARMS & FAHNESTOCK diese Sequenz im Sinne von hydrodynamischen Prozessen. Seit dieser Zeit brachten theoretische Betrachtungen, Experimente und Beobachtungen an rezenten und fossilen Beispielen neue Daten zur Interpretation der Transport- und Ablagerungsprozesse (MIDDLETON 1966a/b, 1967; HAMPTON 1972; DAVIES & WALKER 1974) und der Ablagerungsräume (WALKER 1967; JACKA et al. 1968; NORMARK 1970; MUTTI & RICCI LUCCHI 1972, 1975; WALKER & MUTTI 1973; WALKER 1978).

Bei den resedimentierten Konglomeraten setzte die Entwicklung von Modellen über Transport, Ablagerung und Ablagerungsumgebung erst viel später ein. Zwar wurden Konglomerate, die in Turbidit-Serien gefunden wurden, als tiefermarine Ablagerungen erkannt, aber eine allgemeine Klassifizierung analog zur BOUMA-Sequenz gab es nicht.

Erst die Arbeiten von WALKER & MUTTI (1973), DAVIES & WALKER (1974) und WALKER (1975a/b) brachten die ersten Beschreibungen und Interpretationen von marinen Konglomeraten. Auf der theoretischen Seite waren es BAGNOLD (1954, 1956) und JOHNSON (1970) sowie MIDDLETON (1969), die wesentlich zum Verständnis der Transportmechanismen beitrugen.



Fig. 59: Submarin verrutschte Zone mit «pebbly mudstones» unten (links) und turbiditischen, zum Teil überkippten Sandsteinen der Val Grande-Formation (mittlerer Teil). Val Grande-Formation, Profil Autostrada.



Fig. 60: «Dish-structures». Val Grande-Formation, Profil Autostrada.

MIDDLETON & HAMPTON (1973) klassifizierten «sediment gravity flows» nach den hauptsächlichsten Mechanismen, welche die Komponenten in einem «flow» halten. Entsprechend unterschieden sie vier mögliche Typen von «flows»:

1. Turbulenz der Flüssigkeit zwischen den Partikeln: «*Turbidity currents*».
2. Nach-oben-Strömen der Porenflüssigkeit während der Setzung des Gefüges: «*Fluidized sediment flow*».
3. Durch Partikel-Kollision erzeugte «dispersive pressure», die die innere Reibung erniedrigt: «*Grain flow*».
4. Zähigkeit der Matrix: «*Debris flow*».

Die Autoren weisen darauf hin, dass in natürlichen «flows» mehrere Mechanismen nebeneinander und nacheinander wirksam sein können. Weiterhin können traktive Prozesse Erstablagerungen modifizieren. LOWE (1979) führte ein verbessertes Schema ein. Er unterscheidet auf der Basis von Flieseigenschaften – plastisch oder fluid – zwischen «*debris flows*» und «*fluidal gravity sediment flows*». Nach LOWE fallen unter den Überbegriff «*debris flow*»: «*grain flow*» und «*mud flow*».

JOHNSON (1970) entwickelte ein rheologisches Modell für «*debris flows*», das Coulomb-visköse Modell:

$$\tau = C + \sigma_n \tan \varphi + \mu \frac{du}{dy},$$

wobei τ = Scherspannung, C = Kohäsion, σ_n = Normalspannung, φ = Winkel der inneren Reibung, μ = Viskosität, du/dy = Geschwindigkeitsgradient.

Für den «*grain flow*» (sensu LOWE 1979) reduziert sich die Formel auf

$$\tau = \sigma_n \tan \varphi + \mu \frac{du}{dy},$$

da in einer kohäsionslosen Korn-Population nur interne Reibung ($\sigma_n \tan \varphi$) und Zähigkeit der Viskosität eine Rolle spielen.

Für «*mud flows*» (sensu LOWE 1979) hingegen ist

$$\tau = C + \mu \frac{du}{dy},$$

wobei C die Kohäsion eines Ton/Wasser-Gemisches, das als Matrix fungiert, ist. LOWE (1976a) konnte zeigen, dass subaquatische «*grain flows*» s.str. (kohäsionslose Mischungen von Sandkörnern) unter Geschwindigkeiten von 100 cm/sec höchstens als 5 cm mächtige «*sand flows*» bei Hangneigungen von über 20 Grad existieren können und somit von geologisch geringer Bedeutung sind.

Für «*density modified grain flows*» (Mischung von Sandkörnern mit Silt, Ton und Wasser, LOWE 1976a) zeigt eine rechnerische Analyse wesentlich bessere Resultate. So ist es nach LOWE möglich, einen stetigen Fluss bei Hangneigungen von 10 Grad und Geschwindigkeiten von 2,2 cm/sec zu erhalten. Die besseren Flieseigenschaften werden dadurch erreicht, dass die Komponenten in der Matrix einen höheren Auftrieb erfahren und somit der nötige dispersive Druck erniedrigt wird. Zudem wird die Fliessgeschwindigkeit durch den höheren Dichte-Unterschied zwischen «*flow*» und umgebender Flüssigkeit erhöht.

Wir versuchen im nächsten Kapitel, die Konglomerate vorerst rein deskriptiv nach verschiedenen Typen zu klassifizieren. Anschliessend sollen diese im Sinne der oben genannten Prozesse interpretiert werden.

3.4.2 Beschreibung der Konglomerat-Typen in der Gonfolite-Gruppe und ihre Interpretation

Die grobklastischen Ablagerungen, die wir vor allem diskutieren, entstammen der Como-Formation des Gebietes südlich von Chiasso und Como (Profil Rio della Maiocca, Aufschlüsse Ponte Chiasso und Drezzo, Profile Seseglio, San Fermo-Ost und -West, Steinbruch von Prestino). Die Konglomerate der Lucino-Formation haben wir nicht speziell untersucht; sie sind denjenigen der Como-Formation sehr ähnlich. Nach WALKER (1975a) lassen sich aufgrund von vier Parametern (Sortierung, Gefüge, Schichtung und Gradierung) acht verschiedene Klassen

Konglomerattypen Sedimentäre Parameter	Typ A	Typ B	Typ C	Typ D
Bankmächtigkeit	20 - 500 cm	30 - 300 cm	50 - 250 cm	100 - 500 cm
Bankgeometrie	parallel gebankt	parallel gebankt, z.T. erosiv	linsig	parallel gebankt, z.T. erosiv
Gradierung	invers	invers	invers - normal	nicht gradiert
Schichtung	schwach, durch horizontale Ein- regelung der Gerölle	nicht geschichtet	z.T. geschichtet, durch horizontale Einregelung der Gerölle	Matrix z.T. laminiert
Art der Komponenten- unterstützung	Komp. bilden Fest- gerüst, lokal MS	matrix-supported	Komp. bilden Fest- gerüst	matrix-supported
Gefüge	z.T. schwache Imbrikation	keine Imbrikation	Imbrikation häufig	keine Imbrikation
Sortierung	polymodal	polymodal	bimodal	poly- bimodal
Matrix	ms-cs, pebbly sand	ms-cs, pebbly sand	silt, fs-ms	ms-cs, pebbly sand z.T. coarse-tail gradiert

Fig. 61: Zusammenstellung der Konglomerat-Typen in der Gonfolite-Gruppe.

von Konglomeraten ableiten. Von diesen erweisen sich nach seinen Beobachtungen und Daten aus der Literatur drei als häufigste und werden als Fazies-Typen verwendet. Es sind dies:

- Invers-normal gradierte Konglomerate, ohne interne Schichtung
- Normal gradierte Konglomerate, intern geschichtet
- Nicht-organisierte Konglomerate

Bei der Gruppierung unserer Daten liessen sich zum Teil andere als die drei oben genannten Fazies-Typen unterscheiden. Folgende Konglomerat-Typen konnten unterschieden werden:

- *Typ A*: Invers gradierte, «clast-supported» Konglomerate
- *Typ B*: Invers gradierte, «matrix-supported» Konglomerate
- *Typ C*: Invers-normal gradierte, «clast-supported» Konglomerate
- *Typ D*: Nicht-organisierte Konglomerate

In Figur 61 sind die wichtigsten Eigenschaften der vier Konglomerat-Typen zusammengestellt.

Typ A-Konglomerate: Invers gradiert, «clast supported»

Typ A-Konglomerate sind invers gradiert, die Komponenten bilden ein Festgerüst und sind stellenweise dachziegelartig und/oder flach eingeregelt. Die Sortierung ist polymodal. Typ A-Konglomerate bilden etwas mehr als 50% der Bänke der Como-Formation der Profile von San Fermo-Ost und -West. In den Profilen Seseglio und Rio della Maiocca sind sie nicht



Fig. 62: Typ A-Konglomerate: invers gradierte, «clast-supported» Konglomerate. Como-Formation, Profil San Fermo-Ost.

vertreten. Die Bankmächtigkeit variiert zwischen 20 und 500 cm, mit einem Mittel bei 100 cm. Die Schichtwechsel von Konglomerat zu Konglomerat erfolgen meist scharf, gekennzeichnet durch einen Korngrößenwechsel. Die Schichtgrenzen verlaufen flach, ab und zu wellig, so dass man den Eindruck von seitlich konstant mächtigen Ablagerungen hat. Grenzen zu eventuellen Sandlinsen oder -schichten im Hangenden sind mehr fließend.

Sandschichten oder -linsen treten zum Teil im Hangenden oder innerhalb einer Konglomeratbank auf.

Imbrikation ist manchmal entwickelt. Eine interne Schichtung tritt selten auf. Sie kann durch subhorizontale Einregelung der Gerölle entstehen.

Die inverse Gradierung entwickelt sich aus etwa 5 cm grossen Komponenten an der Basis zu 20 cm grossen im Dach (Mittelwerte für lange Achsen, Fig. 62). Die Unterscheidung, ob die Gerölle ein Gerüst aufbauen oder nicht, ist manchmal schwierig zu treffen. Oft finden innerhalb einer Schicht Wechsel von «matrix-supported» zu «clast-supported» Konglomeraten oder umgekehrt statt. Nicht immer erfolgt der Wechsel schichtweise, sondern es entsteht auch ein fleckenhaftes Muster dieser Gefügetypen. Die Matrix ist meist ein schlecht sortierter, mittel- bis grobkörniger Sandstein mit darin verteilten, eckigen Fragmenten in Kiesgrösse. Die Sortierung der Ablagerung kann man in diesem Fall als polymodal (WALKER, in HARMS et al. 1975) bezeichnen. Variationen der Matrix innerhalb der Schichten erfolgen nicht systematisch, sondern fleckenweise.

Interpretation: DAVIES & WALKER (1974) und WALKER (1975a, 1978) nahmen invers gradierte Konglomerate nicht in ihr Klassifizierungsschema auf, hingegen wurden solche von SCOTT (1966), FISHER & MATTINSON (1968) und NEMEC et al. (1980) beschrieben.

Als Transportmechanismen können grundsätzlich «fluidal flows» und «debris flows» in Frage kommen (LOWE 1979). DAVIES & WALKER (1974) haben mit einer rechnerischen Analyse gezeigt, dass «turbidity currents» allein für Konglomerate kaum in Frage kommen. Damit bleibt der «debris flow» (LOWE 1979) als möglicher Prozess übrig. Die hohe Konzentration an Komponenten und die sandige Matrix deuten darauf hin, dass Korn-Zusammenstösse und daraus resultierender «dispersiver Druck» ein wichtiger Faktor ist. Nach BAGNOLD (1956) ist «dis-

persive pressure» auch verantwortlich für inverse Gradierung. Dispersiver Druck ist proportional zum Quadrat des Korn-Durchmessers, folglich werden grössere Gerölle in Zonen mit kleinerem Scherungsbetrag getrieben, d.h. nach oben (BAGNOLD 1956).

MIDDLETON (1970) erklärte inverse Gradierung mit einem kinetischen Siebeffekt. Dabei «fallen» die kleineren Körner in die Zwischenräume der grösseren Komponenten, womit sich allmählich eine Trennung der Korngrössen entwickelt. LOWE (1979a) schliesslich führte das Modell des «density modified grain flow» ein, bei dem im Porenraum an die Stelle von Wasser eine dichte «Flüssigkeit» tritt, die sich aus Wasser und feinkörnigem Sediment (Ton, Silt und Sand) zusammensetzt. In solchen «flows» werden die Gerölle durch mehrere Mechanismen vor dem Absetzen bewahrt. Auftrieb (buoyancy) durch die Matrix (Sand–Ton–Wasser) und «dispersive pressure» stützen die Gerölle; die Komponenten der Sandfraktion ihrerseits werden gestützt durch Auftrieb im Ton–Wasser-Gemisch, Turbulenz und Zähigkeit («cohesivness»). LOWE (1976a) konnte zeigen, dass Sedimente dieses Typs an Hängen mit Neigungswinkeln von 8–9 Grad fließen können.

Schichtung durch horizontal gelagerte, flache Gerölle könnte nach HAMPTON (1972, 1975) darauf zurückzuführen sein, dass durch Verschiebung der «plug boundaries», d.h. der Grenze Scherung / Nicht-Scherung eine Schichtung dieser Art über die ganze Höhe des Flusses möglich ist.

Typ B-Konglomerate: Invers gradiert, «matrix supported»

Bei dieser Konglomerat-Art handelt es sich um invers gradierte, «matrix-supported» Konglomerate ohne interne Schichtung (Fig. 61). In den Profilen San Fermo-Ost und -West ist dieser Typus zu etwas weniger als 50%, im Profil Seseglio zu 100% vertreten. Im Profil Rio della Maiocca ist er nicht vorhanden.

Die Bankmächtigkeiten variieren zwischen 30 und 300 cm. Der Durchschnitt liegt bei etwa 100 cm. Die Schichtgrenzen verlaufen mehr oder weniger parallel. Manchmal sind die Unterflächen leicht erosiv (vor allem Profil Seseglio und San Fermo-Ost). Die inverse Gradierung vollzieht sich von ca. 5 cm grossen Komponenten an der Basis zu 20 cm grossen im obersten Teil. Im Profil Seseglio werden im Durchschnitt grössere Werte erreicht, nämlich bis 30 cm (Mittelwert für lange Achsen).

Der Übergang von einer Konglomeratschicht des Typs *B* in die nächst hangende des gleichen Typs erfolgt scharf, indem eine unregelmässige Schichtoberfläche durch feines Konglomerat eingedeckt wird (Fig. 63). Im Profil Seseglio kann man beobachten, wie an der Oberfläche von invers gradierten Schichten die grossen Komponenten «schwimmen». Einige längliche Gerölle sind in einer aufrechten Lage stehengeblieben (Fig. 64).

Gewisse Partien innerhalb einer «matrix-supported» Schicht können auch ein Festgerüst aus Komponenten bilden. In diesen Stellen kann Imbrikation auftreten. Eine bankinterne Schichtung konnte nirgends beobachtet werden. Die Matrix ist gleich ausgebildet wie in den Konglomeraten des Typus *A*.

Interpretation: Die «matrix-supported», invers gradierten Konglomerate können ebenfalls als «debris flows» interpretiert werden, wobei die Zähigkeit der Matrix möglicherweise eine wichtigere Komponente als «dispersive pressure» war. BAGNOLD (1956) konnte zwar «dispersive pressure» noch in einem Gemisch nachweisen, in dem die Komponenten-Konzentration nur 9% betrug. Gegenüber hochkonzentrierten Gemischen dürfte Auftrieb eine kleinere Rolle für die Stützung der Gerölle spielen (HAMPTON 1975).

Komponenten, die in die hangende Schicht ragen, deuten darauf hin, dass ein starrer Block passiv auf dem Fluss «mitschwamm», d.h. interne Scherung kaum vorhanden war (HAMPTON 1972, Fig. 4a; HARMS et al. 1975, S. 155).



Fig. 63: Typ B-Konglomerat: Einebnung einer unregelmässigen Schicht-Oberfläche durch feineres Konglomerat.
Como-Formation, Profil San Fermo-West.



Fig. 64: Typ B-Konglomerat: grosse, längliche Gerölle im Dach einer Schicht ragen in die hangende Schicht hinein.
Como-Formation, Profil Seseglio.

Typ C-Konglomerate: Invers-normal gradiert, «clast supported»

Typ C-Konglomerate sind invers-normal gradiert, zum Teil geschichtet; die Komponenten bilden ein Festgerüst und sind dachziegelartig eingeregelt (Imbrikation, Fig. 65). Im Profil Rio della Maiocca und an einigen Stellen im Aufschluss von Ponte Chiasso sind invers-normal gradierte Konglomerate häufig. In den Profilen San Fermo-Ost und -West und im Profil Seseglio konnte diese Art nur in je einem Fall festgestellt werden (Profil San Fermo-West). Die Bankmächtigkeit variiert nicht nur von Schicht zu Schicht, sondern die gleiche Bank ist im Aufschlussbereich linsenförmig ausgebildet (Fig. 66). Die Schichtwechsel sind markant. Oft liegt in der Schichtfuge eine dünne Lage von Silt oder Ton (Fig. 67).

Unterliegende Sandlagen werden von konglomeratischen Partien erosiv abgeschnitten (Fig. 68).

Das Korngrößen-Maximum bei der invers-normalen Gradierung liegt jeweils in der Mitte der Schicht und erreicht Werte bis zu 30 cm (Fig. 65). Im Durchschnitt ist die Korngrösse aber etwas kleiner als in den zuvor besprochenen Konglomerat-Typen.

Imbrikation der Komponenten ist gut entwickelt. In einigen Fällen sieht man eine Schichtung, nämlich dann, wenn flache Gerölle horizontal in einem Horizont eingeregelt sind.

Die Matrix im Profil Rio della Maiocca besteht aus Silt oder Fein-Mittelsand. Eine Korngrößen-Analyse einer Konglomeratprobe aus der zweiten Schicht im Profil Rio della Maiocca ergab folgende Verteilung: 53 % > 2 mm, 40 % = Sand, 5 % = Silt, 0,03 % = Ton.

Interpretation: Invers-normal gradierte Konglomerate wurden von DAVIES & WALKER (1974) beschrieben und genetisch interpretiert. Für den invers gradierten Teil kommt nach ihnen ein «grain-flow» Mechanismus («dispersive pressure») in Frage, für den normal gradierten Ausfällung aus einer turbulenten Suspension. HAMPTON (1972) konnte im Experiment zeigen, dass beide Mechanismen im gleichen Fluss wirksam sein können. HAMPTON (1975a) weist ausserdem auf die Möglichkeit hin, dass durch Wandern der «rigid plug»-Grenzen eine kontinuierliche Korngrößen-Variation entstehen kann. Er schreibt (1975, S. 842): «Thus within a debris-flow deposit will be zones that were always part of the rigid plug, zones that were always being sheared, and probably transition zones that were sheared for various durations and at various rates. Consequently, the deposit should ideally contain a coarse grained layer sharply or gradationally surrounded by finer-grained layers.»

Imbrikation und Einregelung der langen Achsen von flachen Geröllen parallel zur Fliessrichtung ist nach REES (1968) eine Folge der Kollision der Gerölle.

Im Gegensatz zu allen anderen untersuchten Konglomerat-Typen ist in den Typ C-Konglomeraten die Matrix viel feiner (Silt-Feinsand). Dass die Konglomerate des Typus C auf den unteren Teil der Como-Formation beschränkt sind, könnte ein Hinweis darauf sein, dass Material aus der Chiasso-Formation aufgearbeitet und in die konglomeratischen Ablagerungen inkorporiert wurde. Im Profil Rio della Maiocca ist im Dach der zweiten Schicht ein Stück Silt eingelagert, das aus der liegenden Formation stammen könnte (Fig. 69). Allerdings ist die Basis der Konglomerate in diesem Profil nicht kanalisiert, wie man es erwarten könnte, sondern die Bank-Unterseite der untersten Bank bildet einen absolut konkordanten Kontakt zur Chiasso-Formation. Die darüberfolgenden Schichten scheinen hingegen kanalisiert zu sein: Die unterste Bank wird von der nächsten schräg abgeschnitten – dies wird deutlich, wenn man die Lage von horizontal eingeregelteten Geröllen der ersten Schicht lateral verfolgt. Erosion kommt weiterhin deutlich zum Ausdruck an der Stelle, wo die letzte im Profil Maiocca (Fig. 19) dargestellte Konglomeratbank sich in die darunterliegende Sandlinse einschneidet.



Fig. 65: Typ C-Konglomerate: invers-normale Gradierung; die Komponenten bilden ein Festgerüst und sind dachziegelartig eingeregelt. Como-Formation, Profil Rio della Maiocca.



Fig. 66: Linsige Ausbildung der Typ C-Konglomerate: die unterste Konglomeratbank dünnt gegen links oben aus (Pfeile). Como-Formation, Profil Rio della Maiocca.



Fig. 67: Typ C-Konglomerate: dünne Lage von Silt in einer Schichtfuge. Como-Formation, Profil Rio della Maiocca.



Fig. 68: Typ C-Konglomerate: erosives Einschneiden in eine Sandsteinschicht. Como-Formation, Weg Como – Castello Baradello.



Fig. 69: Typ C-Konglomerate: Tongeröll (aufgearbeitete Chiasso-Formation ?) in einer Konglomeratbank. Como-Formation, Profil Rio della Maiocca.

Typ D-Konglomerate: Nicht-organisierte Konglomerate

Beim Typus *D* handelt es sich um nicht-organisierte Konglomerate, deren Komponenten unregelmässig in einer polymodal sortierten Matrix verteilt sind (Fig. 70). Nicht-organisierte Konglomerate finden sich im Dach der Como-Formation s.l. (oberes Como-Formationsglied). Sie sind häufig verknüpft mit massigen Sandsteinen und «pebbly-sandstones». Die einzelnen Schichten sind 1–5 m mächtig. Die Unterflächen sind wellig, manchmal erosiv. Aufgrund der Häufigkeit und der Verteilung der Gerölle in der Matrix können zwei Subklassen unterschieden werden. Die erste findet sich vor allem in der Gegend von Prestino und Camerlata (Profil Prestino Steinbruch, Felshänge unmittelbar nördlich von Camerlata). Es handelt sich dabei um mehrheitlich Sand-dominierte Ablagerungen. Die grossen Gerölle sind unregelmässig und ohne bevorzugte Anordnung in der sandigen Matrix verteilt. Hingegen ist die Matrix organisiert: Die einzelnen Schichten beginnen mit einem «coarse-tail»-gradierten «pebbly sandstone», der nach oben in einen zum Teil laminierten Sandstein übergeht. Der «pebbly sandstone» schneidet oft erosiv in die unterliegende Schicht ein.

Bei der zweiten Subklasse ist die Packung der Komponenten dichter als in der ersten. Eine Organisation ist nicht zu erkennen: es fehlen Gradierung, Schichtung und bevorzugte Einregelung der Gerölle. Die Matrix ist lagenweise grober Sand oder ein Gemisch aus zentimetergrossen Komponenten und Sand. Es kommt vor, dass die Gerölle, die im Dach einer solchen Lage sind, über die Grenze der Schicht in die nächstfolgende ragen. Die Durchmesser der gerundeten Komponenten variieren zwischen 10 cm und 2 m.

Interpretation: Die beschriebenen Arten von Typ D-Konglomeraten entsprechen am ehesten den von WALKER (1975a) und von MIDDLETON & HAMPTON (1973) beschriebenen «debris flows». MIDDLETON & HAMPTON (1973) definieren «debris flow» folgendermassen: «Debris flow refers to the sluggish downslope movement of mixtures of granular solids (e.g. sand grains, boulders), clay minerals, and water in response to the pull of gravity.» Unsere Ablage-



Fig. 70: Typ D-Konglomerate: Gerölle liegen nicht-organisiert in einer polymodal sortierten Matrix. Como-Formation, Aufschluss Drezzo.



Fig. 71: Linsige Sandsteinschicht in den Konglomeraten der Como-Formation, Como.

rungen bestehen aus schlecht sortierten, nicht-organisierten Konglomeraten, in denen sich die Gerölle nicht berühren. Die Gerölle sind unregelmässig über die Schicht verteilt und sind zum Teil in «aufrechter» Stellung und über die Bankgrenzen hinausragend. Diese Verhältnisse stimmen gut überein mit den von MIDDLETON & HAMPTON (1973) beschriebenen und abgebildeten «debris flow»-Ablagerungen. Auftrieb und vor allem Zähigkeit der Matrix («cohesion strength») dürften die hauptsächlichen Faktoren gewesen sein, die die grösseren Komponenten davor bewahrt haben, vorzeitig abgelagert zu werden (LOWE 1979).

Bei der ersten Subklasse bilden die grossen Gerölle die Basis von «coarse-tail»-gradierten «pebbly sandstones» oder treten erst über dem gradierten Teil, im Dach der Ablagerung auf. Im Aufschluss sieht man keine Anzeichen, dass dazwischen eine Bankgrenze verlaufen würde. Ein spezifischer Ablagerungsmechanismus ist nur schwer rekonstruierbar: einerseits deutet «coarse-tail»-Gradierung auf Ausfällen (fallout) der sandigen Komponenten aus einer Suspension, andererseits ist es unwahrscheinlich, dass die grossen Gerölle ebenfalls durch Turbulenz in Suspension gebracht werden können. Allenfalls müssten sie an der Basis der Ablagerung zu finden sein.

WALKER & MUTTI (1973) bilden in Figur 5 («disorganized pebbly sandstones») eine ähnliche Fazies ab, ohne aber auf deren Ablagerungsprozesse näher einzugehen.



Fig. 72: Kreuzgeschichtete Sandsteinlage. Como-Formation, Profil San Fermo-West.

3.4.3 Sandsteine in den Konglomeraten

Einschaltungen von Sandsteinen sind in den konglomeratischen Formationen häufig. Im Aufschlussbereich treten sie als Linsen oder durchgehende Sandsteinlagen auf, wobei ihre Mächtigkeit stark schwankt (10–100 cm). Die Sandlinsen haben meist flache Obergrenzen und nach unten gewölbte Unterseiten (Fig. 71). Seitlich werden sie allmählich dünner und laufen spitz aus oder werden durch hangende Konglomerate erosiv abgeschnitten.

Meist bilden die sandigen Schichten den Abschluss einer Konglomeratbank, mit der sie durch einen kontinuierlichen Übergang verknüpft scheinen: Gegen oben verschwinden die Gerölle relativ rasch, während die sandige Matrix zur dominierenden Lithologie wird. Die Grenze zum Hangenden ist hingegen abrupt. In seltenen Fällen scheinen die Sandlinsen innerhalb einer konglomeratischen Schicht aufzutreten (Profil San Fermo-West).

In den Sandsteinen konnten folgende interne Strukturen beobachtet werden: Die Basis ist oft «coarse-tail»-gradiert, der mittlere und obere Teil sind laminiert und/oder kreuzgeschichtet (Fig. 72). Massive Sande werden zuweilen von in Schnüren angeordneten Geröllhorizonten subhorizontal oder schräg durchzogen. In anderen Fällen konzentrieren sich die Geröllhorizonte auf Basis und oberen Teil der Sande, manchmal sind die Komponenten aber auch unregelmäßig verteilt.

Interpretation: Gradueller Übergang von den Konglomeraten in die Sandsteine und die ähnliche Beschaffenheit der Matrix legen die Vermutung nahe, dass manche Konglomerat-Sandstein-Paare genetisch zusammenhängen. HAMPTON (1972) konnte im Experiment zeigen, dass sich über einem «debris flow» eine turbulente Wolke mit weniger konzentriertem Material entwickeln kann. In der Tat sind einige der Sandsteinlagen in unseren Profilen gradiert und weisen weitere turbiditische Strukturen wie Laminierung und Kreuzschichtung auf.

Wo Lagen von Geröllen in die Sande eingelagert sind, müssen Schubfracht-Prozesse vorhanden gewesen sein (WALKER 1975a). Sandlinsen mit erosiver Basis stellen Auffüllungen von

Kanälen dar, die durch einen nicht fossilisierten Prozess in die Konglomerate eingeschnitten worden sind. Denkbar wäre auch, dass morphologische Unebenheiten im Dach von Konglomeraten durch Sande – in Suspension oder als Schubfracht transportiert – ausgefüllt wurden.

3.5 Sammelprofile

Durch die Gonfolite-Gruppe wurden insgesamt zehn Profile (*A–H*) gelegt, deren Lage auf Figur 83 angegeben ist. Für die jeweils nächstliegenden Einzelprofile und Aufschlüsse wurde die stratigraphische Höhe über der Basis der Como-Formation berechnet und anschliessend auf die Profilsur übertragen. Damit entstehen jedoch keine vertikalen Kolonnenprofile durch den Sedimentkörper, sondern Profile, die von unten nach oben gegen Süden wandern. In der vertikalen Abfolge erscheinen also gegen oben zu distalere Sedimente; die gesamte Verschiebung beträgt etwa 5 km.

In den Sammelprofilen werden die Informationen aus den Einzelprofilen und anderen Aufschlüssen zeichnerisch vereinfacht wiedergegeben.

3.5.1 Profil A: Bernate (Fig. 73)

Die Chiasso-Formation mit dem Übergang zur Como-Formation haben wir im Profil Bernate (Kapitel 3.3.1) eingehend beschrieben. In die etwa 200 m mächtige Chiasso-Formation ist eine 7 m dicke Kanalfüllung mit Konglomeraten und «pebbly sandstones» eingeschaltet. Die Pelite und die darin unregelmässig verteilten dünnen, turbiditischen Sandsteine sind durch penekontemporäre submarine Rutschungen deformiert.

Wir interpretieren die Chiasso-Formation als «slope»-Sediment, in dem eine erste, kanalisierte Schüttung von Konglomeraten abgelagert wurde. Die Como-Formation im Hangenden ist durchwegs sehr schlecht aufgeschlossen. An der Basis der Formation findet man nicht-organisierte Konglomerate in sandiger Matrix und «pebbly sandstones», die wir in Analogie zu den östlichen Äquivalenten als Ablagerung im oberen Fächer deuten.

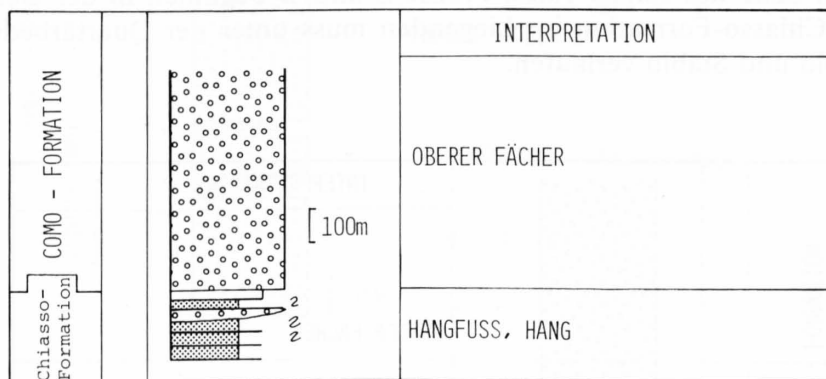


Fig. 73: Sammelprofil A: Region Bernate (Varese).

3.5.2 Profil B: Varese–Malnate (Fig. 74)

Das Profil verläuft parallel zur Eisenbahnlinie zwischen Varese und Malnate.

Die Chiasso-Formation, aufgeschlossen im Velone-Tal, erreicht eine Mächtigkeit von etwa 300 m. Die Lithologie ist gleich wie in den Sammelprofilen *A*, *G* und *H*: In die stark bioturbier-

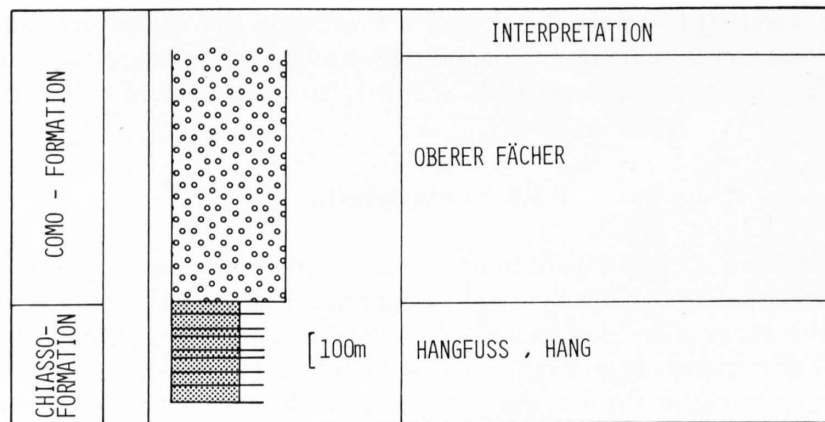


Fig. 74: Sammelprofil B: Varese-Malnate.

ten Pelite und Siltite sind dünnbankige Sandstein-Turbidite der Fazies *D*, zum Teil *C*, eingelagert.

Die Como-Formation setzt sich aus Konglomeraten und «pebbly sandstones» zusammen. Organisierte und nicht-organisierte Konglomerate und «pebbly sandstones» wechseln über die ganze Länge des Profils in unsystematischer Weise. Bei Malnate und im Valle delle Bustecce findet man Aufschlüsse von massigen, dickbankigen Sandsteinen und kreuzgeschichteten «pebbly sandstones». Die Como-Formation interpretieren wir als Ablagerung des oberen Fächers oder des «canyon head».

3.5.3 Profile C, D und E: Cantello – M. Morone, Cagno, Rodero (Fig. 75, 76, 77)

Die Sammelprofile C bis E werden zusammen diskutiert, weil sie nahe beieinander liegen und faziell sehr ähnlich sind. Profil E verläuft östlich des Gaggiolo-Tales, Profil D auf der westlichen Seite. Das Profil C beginnt bei S. Lorenzo, südlich Cantello, und endet bei M. Morone auf der südlichen Seite des Ranza-Tales. Profile E und D beginnen in der Como-Formation. Die Grenze zur Chiasso-Formation im Liegenden muss unter der Quartärbedeckung im Tal zwischen Gaggiolo und Stabio verlaufen.

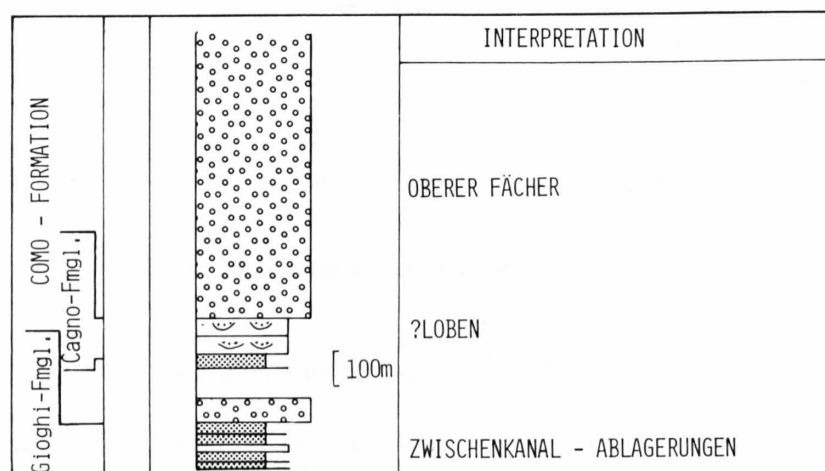


Fig. 75: Sammelprofil C: Cantello – M. Morone.

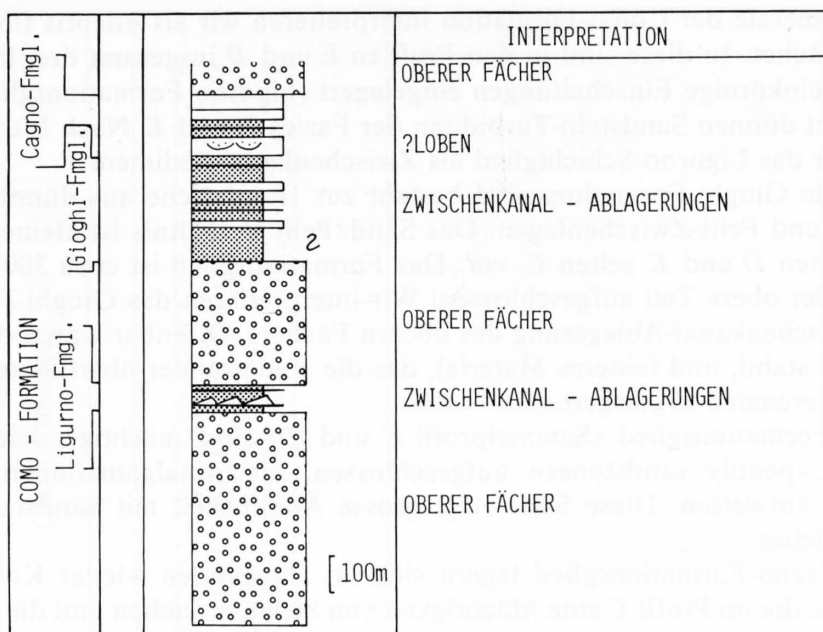


Fig. 76: Sammelprofil D: Ligurno-Cagno.

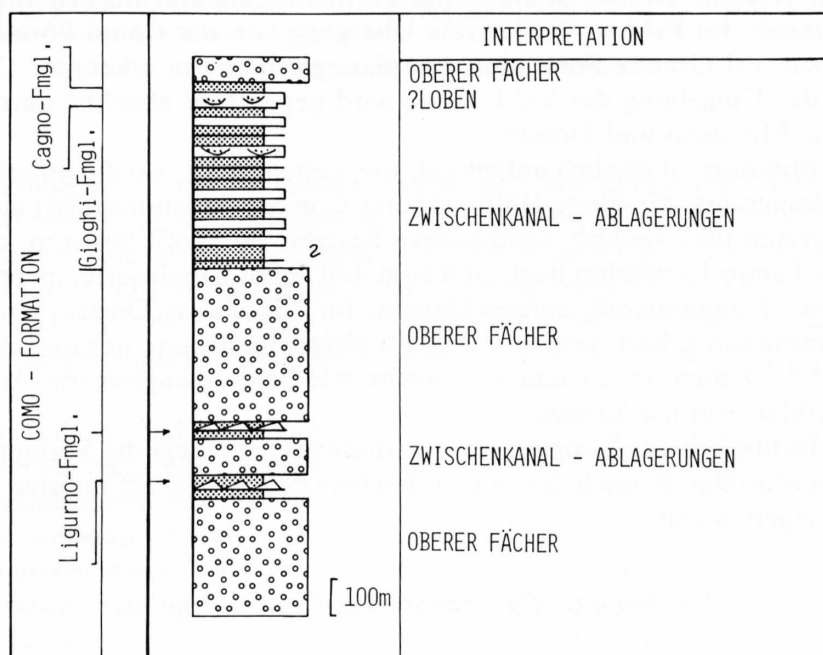


Fig. 77: Sammelprofil E: Rodero.

Die Konglomerate der Como-Formation interpretieren wir als «debris flow»-Ablagerungen im oberen Fächer. In diese sind in den Profilen *E* und *D* insgesamt drei linsige, maximal 50 m mächtige, feinkörnige Einschaltungen eingelagert (Ligurno-Formationsglied). Es handelt sich um Pelite mit dünnen Sandstein-Turbiditen der Fazies *D* und *E*. Nach MUTTI (1977, 1979) interpretieren wir das Ligurno-Schichtglied als Zwischenkanal-Sediment.

Das folgende Gioghi-Formationsglied besteht zur Hauptsache aus dünnbankigen Sandstein-Turbiditen und Pelit-Zwischenlagen. Das Sand/Pelit-Verhältnis ist kleiner als 1. Als Fazies-Typen kommen *D* und *E*, selten *C*, vor. Das Formationsglied ist etwa 300 m mächtig. Im Profil *C* ist nur der obere Teil aufgeschlossen. Wir interpretieren das Gioghi-Formationsglied ebenfalls als Zwischenkanal-Ablagerung des oberen Fächers. Offenbar waren die Kanäle über eine gewisse Zeit stabil, und feineres Material, das die Kanalränder überflutete, wurde in den Zwischenkanal-Bereichen abgelagert.

Im Cagno-Formationsglied (Sammelprofil *E* und *D*) sind mächtige, leicht kanalisierte Sandsteine und «pebbly sandstones» aufgeschlossen, die Amalgamationen und «coarse-tail»-Grädierung aufweisen. Diese Serie zeigt grosse Ähnlichkeit mit Sandstein-Loben eines «suprafan»-Bereiches.

Über das Cagno-Formationsglied lagern sich im Hangenden wieder Konglomerate der Como-Formation, die im Profil *C* eine Mächtigkeit von 800 m erreichen und die wir als Ablagerungen des oberen Fächers ansehen.

3.5.4 Profil *F*: Seseglio–Drezzo (Fig. 78)

Im Abschnitt Seseglio–Drezzo ist die Como-Formation am mächtigsten. Sie erreicht ungefähr 2 km Mächtigkeit. Im Feld ist der laterale Übergang von der Como-Formation (Sammelprofil *G* und *H*) zur Val Grande-Formation morphologisch gut zu erkennen. Die topographische Depression der Umgebung der Val Grande wird gegen NW abgelöst durch das hügelige Gelände von Paré, M. Cucco und Drezzo.

Die Como-Formation ist ähnlich aufgebaut, wie weiter im SE, wo die untere Hälfte aus organisierten Konglomeraten, die obere Hälfte (oberes Como-Formationsglied) aus nicht-organisierten Konglomeraten und «pebbly sandstones» besteht. Im Profil Seseglio, das etwa 400 m über der Basis der Como-Formation liegt, sind zum Teil leicht kanalisierte, invers gradierte und «matrix-supported» Konglomerate aufgeschlossen. Im Aufschluss Drezzo, der zum obersten Teil der Como-Formation gehört, sind es vor allem nicht-organisierte «chaotische» Konglomerate. Im Kapitel 3.4.2 haben wir zu zeigen versucht, wie beide Konglomerat-Arten als «debris flow»-Produkte erklärt werden können.

Die grosse Mächtigkeit der Konglomerate in diesem Gebiet legt die Vermutung nahe, dass sich dieser Teil im zentralen Bereich des oberen Fächers befand, wo am meisten Material transportiert und abgelagert wurde.

3.5.5 Profil *G*: Cavallasca–Val Grande (Fig. 79)

Die Profilsur führt von Monte Olimpino über den Sasso Cavallasca durch die obere Val Grande nach Castello. Für die Chiasso-Formation sind die Aufschlüsse südlich von Ponte Chiasso auf die Spur projiziert worden. Die Mächtigkeit der Chiasso-Formation beträgt in diesem Abschnitt maximal 50 m. Ihre Ausbildung ist ähnlich wie im Sammelprofil *H*. Das Alter der Formation wurde von RÖGL et al. (1975) im Profil Rio della Maiocca als oberstes Rupelian bis unteres Chattian datiert.

Im Aufschluss Ponte Chiasso finden wir in der Chiasso-Formation eine 1 m mächtige Konglomeratbank, die nach einer Seite fast auskeilt. Ähnliche Einschaltungen werden wir im Sammelprofil *H* beschreiben und interpretieren.

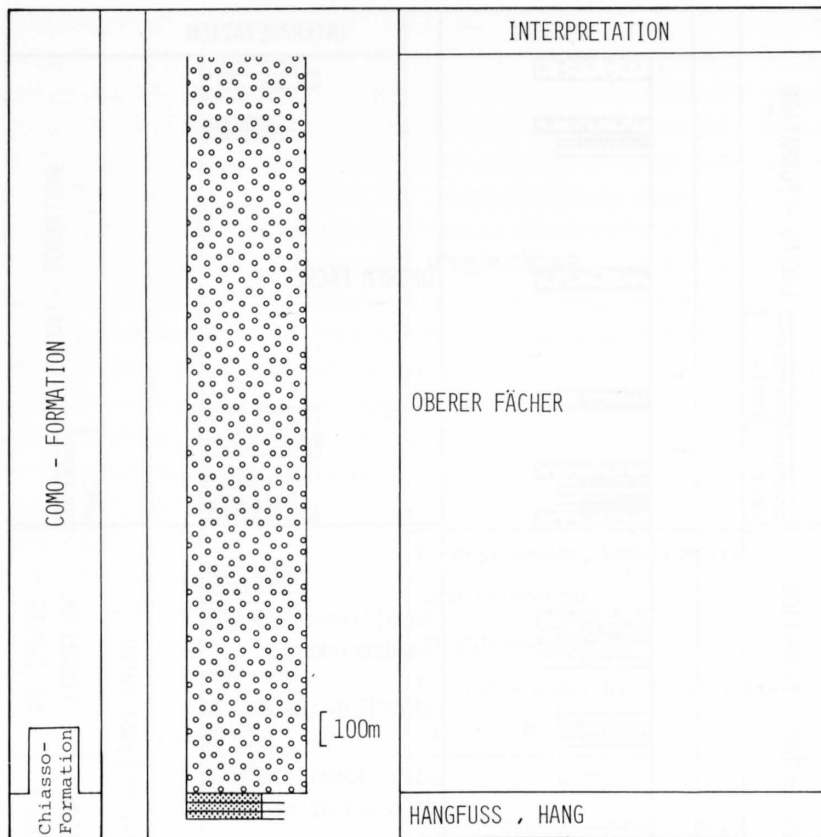


Fig. 78: Sammelprofil F: Seseglio-Drezzo.

Die Auflagerung der Como-Formation erfolgt auch hier konkordant. Die Mächtigkeit der Como-Formation nimmt von Como Richtung NW kontinuierlich zu. Im Profil G beträgt sie ca. 1200 m. Die Sedimentation der Konglomerate entspricht derjenigen von Sammelprofil H, hingegen ist das im Osten auftretende obere Como-Formationsglied im Profil G nicht mehr vorhanden, es geht zwischen Profil H und G lateral in die Como-Formation s.str. über. Ebenso wird die östlich aufgeschlossene Prestino-Formation seitlich von der Val Grande-Formation abgelöst.

Im unteren Teil der Val Grande-Formation (Profil Cavallasca) sind nebst vereinzelten, m-mächtigen Sandsteinen und Konglomeraten kleinere «thickening upward cycles» mit dm-mächtigen Sandsteinen der Fazies C_1 vorhanden. Generell nimmt der Sandanteil gegen oben zu, und die Sandsteinschichten werden mächtiger (Strasse Cavallasca–Cascina Olcellera).

Wir interpretieren diesen unteren Teil der Val Grande-Formation als nicht-kanalisierten Bereich der «depositional lobes» eines «suprafans» (WALKER 1978).

Im oberen Teil der Val Grande-Formation (Profil Val Grande) sind einige der Sandsteinschichten kanalisiert. Dm-mächtige Sandsteine der Fazies C_1 wechseln ab mit mächtigeren «pebbly sandstones», die zum Teil «coarse-tail» gradiert sind. «Thickening upward cycles» deuten auf progradierende Loben. Einige «flute casts» zeigen Transportrichtungen aus NW nach SE an.

Im Profil Val Grande 1 kann ein Schichtkomplex über mehrere hundert Meter verfolgt werden. Mehrere amalgamierte, «coarse-tail» gradierte «pebbly sandstones» und Sandsteine bauen diesen bis 17 m mächtigen Komplex auf. Von SE gegen NW verringert sich die Mächtigkeit auf etwa 10 m. Wir glauben, dass es sich dabei um den kanalisierten Teil eines «sandstone lobe» handelt.

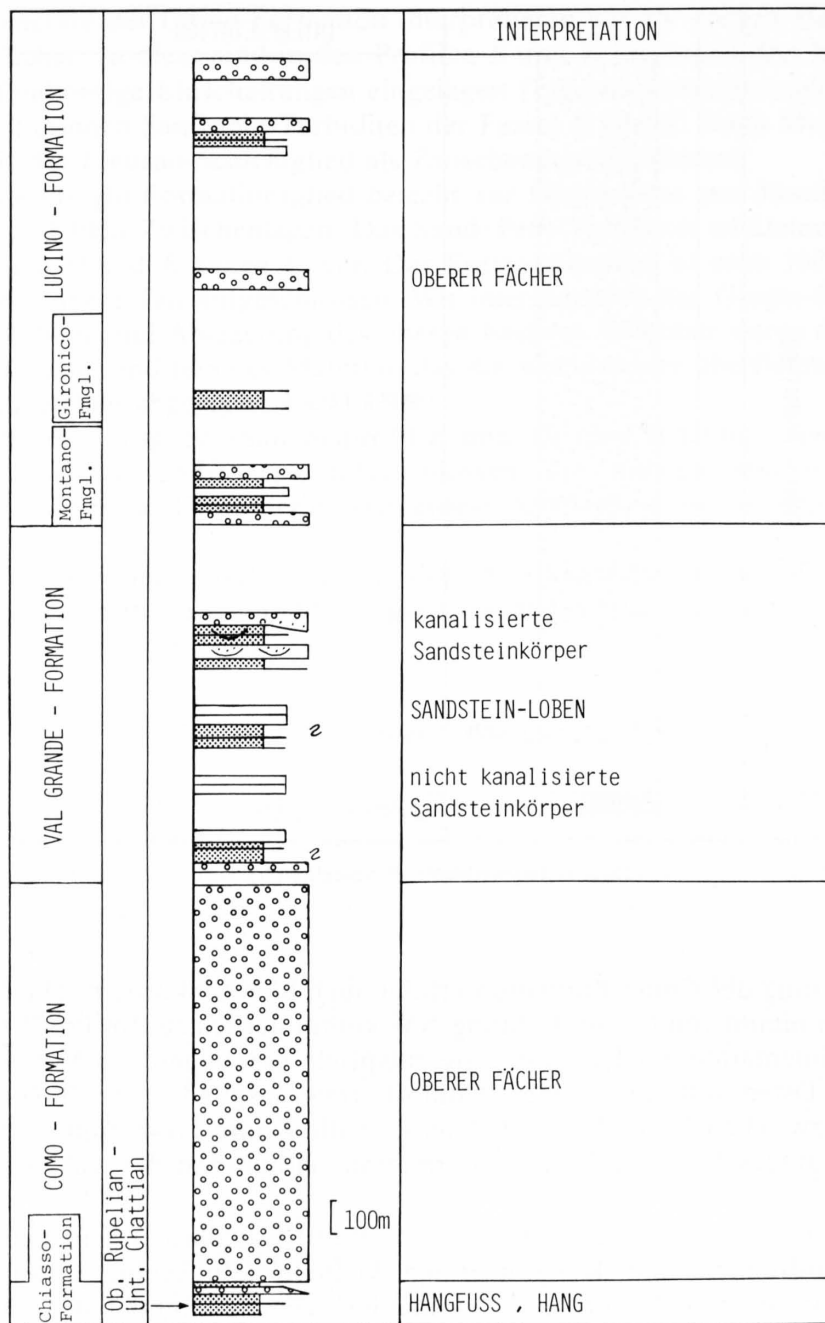


Fig. 79: Sammelprofil G: Cavallasca – Val Grande.

Die Lucino-Formation besteht aus Konglomeraten, eingeschaltet in Pelite und dünnbankige Sandsteine. Wie im Sammelprofil *H* interpretieren wir diese Formation als Ablagerung des oberen Fächers.

3.5.6 Profil *H*: Como–Prestino (Fig. 80)

In diesem Gebiet weist die Gonfolite-Gruppe die grösste aufgeschlossene Mächtigkeit von ungefähr 3,6 km auf. Das Profil verläuft von S. Giorgio (Como) nach Prestino, dann durch die untere Val Grande über Maccio bis nach Villa Guardia.

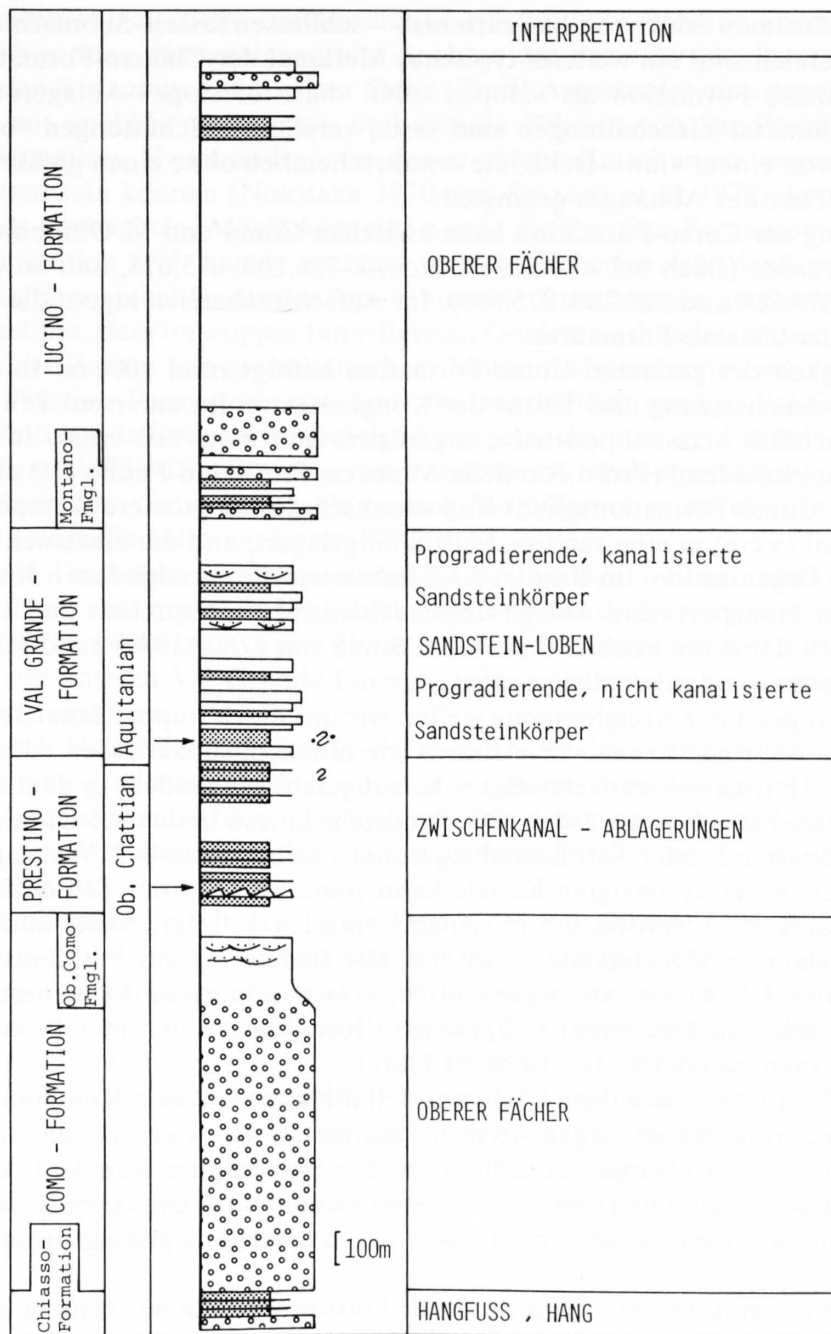


Fig. 80: Sammelprofil H: Como-Prestino.

Die Chiasso-Formation ist zwischen Como und M.Olimpino etwa 100 m mächtig. Bei Villa Olmo tritt eine mindestens 2 m mächtige Konglomeratschicht in der Chiasso-Formation auf (LONGO 1968). Andere Konglomerat-Linsen konnten wir in der gleichen Gegend in einer Baugrube beobachten. In die ?hemipelagischen Mergel der Chiasso-Formation sind weiterhin unregelmässig dünne, siltige bis feinsandige Turbidite eingelagert. Sie weisen T_{cd} -, selten T_{a-d} -Sequenzen auf. Eine Abtrennung der T_e -Pelite von hemipelagischen T_f -Peliten gelang uns nicht. In den wenigen frischen Aufschlusspartien der Chiasso-Formation konnten wir feine Laminationen (mm bis cm) von dunkleren und helleren Peliten beobachten, die auf Traktion – entwe-

der in Turbiditätsströmen oder «contour currents» – schliessen lassen. Submarine Rutschungen im cm- bis dm-Bereich sind ein weiteres typisches Merkmal der Chiasso-Formation. Wir interpretieren die Chiasso-Formation als «slope» oder «base of slope»-Ablagerung (INGERSOLL 1978). Die Konglomerat-Einschaltungen sind erste, vereinzelte Schüttungen vom Schelf oder eher noch direkt von einem «fan»-Delta, die – wahrscheinlich ohne einen grossen Kanal zu benötigen – an den Fuss des Abhanges gelangten.

Der Übergang zur Como-Formation kann zwischen Como und M. Olimpino an mehreren Stellen studiert werden (Bach bei «Torchio», Koord. 726.200/075.075, und an der Autobahn, Koord. 725.570/075.560 und 725.220/075.800). Im Aufschlussbereich lagern die Konglomerate konkordant auf der Chiasso-Formation.

Die Mächtigkeit der gesamten Como-Formation beträgt rund 1000 m. In der Vertikalen ändern sich Zusammensetzung und Textur der Konglomerate. Im untersten Teil sind die Konglomerate mehrheitlich «clast-supported», organisiert und zum Teil erosiv in die liegenden Konglomerate einschneidend (Profil Rio della Maiocca, Profil San Fermo-Ost und -West). Gegen oben (oberes Como-Formationsglied) sind durchschnittlich grössere Komponenten (x dm) als im unteren Teil (x cm) in eine sandige Matrix eingelagert, und die einzelnen Schichten zeigen keine interne Organisation. Im Kapitel 3.4.2 haben wir die verschiedenen Konglomerat-Typen im Sinne von Transport- und Ablagerungsmechanismen interpretiert und kamen zum Ergebnis, dass es sich dabei um «debris flows» (im Sinne von LOWE 1979) handelt. Diese können brettartig («sheet-like») oder kanalisiert sein.

Als Ablagerungsort der Konglomerate stellen wir uns einen «upper fan»-Bereich oder den unteren Teil eines Zubringerkanals vor. Ähnlich wie in einem subaerischen Alluvialfächer war auch in der Como-Formation ein verzweigtes Kanalsystem vorhanden, in dem die Konglomerate transportiert und abgelagert wurden. Die Sandstein-Linsen in den Konglomeraten könnten Überreste von Kanalrand- oder Terrassenablagerungen sein (JOHNSON & WALKER 1979). Durch laterales Verschieben der verzweigten Kanäle kann somit im Lauf der Zeit ein fächerförmiger Sedimentkörper aufgebaut werden, der in seinem zentralen Teil die grösste und gegen laterale Bereiche immer kleinere Mächtigkeiten aufweist. Die Bedeutung des lithologischen Wechsels innerhalb der Como-Formation von organisierten, «clast supported» Konglomeraten im unteren Teil zu nicht-organisierten, «matrix supported» Konglomeraten, «pebbly sandstones» und massigen Sandsteinen im oberen Teil ist nicht klar.

WALKER (1978) plazierte in seinem Fächermodell nicht-organisierte Konglomerate an proximaler Stelle im Zubringerkanal, organisierte Konglomerate in dessen distalerem Bereich und «pebbly sandstones» und massige Sandsteine in den verzweigten Kanälen des «suprafans» («middle fan»). Das Vorkommen von metergrossen Geröllen in den «pebbly sandstones» des oberen Como-Formationsgliedes scheint uns aber gegen einen Ablagerungsort im «middle fan» zu sprechen.

Der Übergang von der Como-Formation zur Prestino-Formation ist nicht aufgeschlossen, muss aber relativ abrupt erfolgen. In der Umgebung von Prestino (Strasse Prestino–Brecciago und Südportal des Autobahntunnels westlich Prestino) vollzieht sich der Wechsel innerhalb weniger Zehner von Metern. Die Mächtigkeit der Prestino-Formation beträgt etwa 400 m. Sie besteht hauptsächlich aus Peliten und Silten, die zum Teil stark bioturbirt sind. In diese feinkörnigen Sedimente sind meist dünne «base missing»-Turbidite eingelagert (Fazies *D* und *E*). An einigen Stellen sind die Pelite fluidal verformt («slumping»). PIPER (1970) hat in rezenten Fächern für Gebiete, die ausserhalb eines Kanals liegen, den Begriff des «open fan» eingeführt. In diesen Gebieten wird vornehmlich Pelit abgelagert («open fan mudstone facies»). MUTTI (1979) fasste unter dem Überbegriff «overbank deposits» Kanalrand- und Zwischenkanal-Sedimente zusammen. Die Zwischenkanal-Sedimente sind zusammengesetzt aus Peliten («open fan mudstone») und sandigen Lagen («interchannel turbidites»). Die Prestino-Formation interpretieren wir als «open fan mudstones» mit «overbank»-Turbiditen, die durch Überflutung von Kanälen abgelagert wurden (MUTTI 1977, 1979).

Die submarin verrutschten «pebbly mudstones» in der Prestino-Formation deuten auf eine, wenn auch geringe, Hangneigung hin. Auch an der Basis der überlagernden Val Grande-Formation finden wir zumindest an einer Stelle (Profil Autostrada) eine penekontemporär verrutschte Zone mit «pebbly mudstones» und grossen Paketen von Sandsteinschichten aus der Val Grande-Formation. Kanalränder, von denen solche Rutschungen gegen die Kanalachse hätten abgeglitten sein können (NORMARK 1970 und STANLEY et al. 1978), konnten wir im Aufschluss nirgends beobachten. Möglicherweise wurde die Prestino-Formation und eventuell die Val Grande-Formation (vgl. unten) noch im oberen Fächerbereich abgelagert, wo genügend grosse Hangneigungswinkel bestanden, um submarine Rutschungen abgleiten zu lassen. Es ist durchaus vorstellbar, dass im «upper fan»-Bereich Gebiete vorhanden waren, die über eine gewisse Zeit von der Zufuhr von grobklastischem Material abgeschnitten waren.

Über der Prestino-Formation setzt dann die mehrheitlich sandige Val Grande-Formation ein. Im Profil Autostrada finden wir mächtige Sandsteinschichten der Fazies C_1 sowie B_1 und B_2 (WALKER & MUTTI 1973). Die Entwässerungsstrukturen («dish-structures») deuten auf hochkonzentrierte Turbidite, die nach der Ablagerung Modifikationen durch entweichendes Porenwasser erlitten («liquefied flows», LOWE 1976).

Ausser zum Teil leicht erosiv einschneidenden Amalgamationen sind diese Sandsteine nicht kanalisiert. Sie sind manchmal in «thickening upward cycles» angeordnet. Nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975), NORMARK (1978), WALKER (1978), NORMARK et al. (1979) lassen sich diese Ablagerungen der unteren Val Grande-Formation als «depositional and progradational sandstone lobes» interpretieren.

In der oberen Hälfte der Val Grande-Formation sind die mächtigen Sandsteinlagen kanalisiert: «coarse-tail»-gradierte «pebbly sandstones» durchschneiden ältere Lagen (Amalgamationen). Nach oben dicker werdende Zyklen werden durch dm-mächtige Sandlagen gebildet. Der obere Teil der Formation lässt sich als kanalisierter Bereich der Sandstein-Loben interpretieren (WALKER 1978).

Entsprechend möchten wir die untere Hälfte der Val Grande-Formation mit ihren nicht kanalisierten, progradierenden Sandsteinkörpern als äusseren, nicht kanalisierten Bereich der Sandstein-Loben interpretieren. NORMARK (1970) postulierte aufgrund von morphologischen Untersuchungen an rezenten Fächern am Ende des Zubringerkanals, wo die Trübestrome ihre Energie verlieren, die Bildung eines lobenförmigen Sandsteinkörpers, den er «suprafan» nennt. Dieser, aus «depositional sandstone lobes» aufgebauter Sedimentkörper weist im proximalen Teil Verteilerkanäle auf, im distalen Teil zeigt er eine glatte Oberfläche. Für die Val Grande-Formation sind Fazies, Fazies-Assoziation und Lithologie typisch für progradierende Sandstein-Loben eines «suprafans». Wir wagen es jedoch nicht, diesen «suprafan» innerhalb eines allgemeinen Fächermodells zu plazieren. Auf diese Problematik gehen wir im Kapitel 5 näher ein.

In der auf die Val Grande-Formation folgenden Lucino-Formation ist der konglomeratische Anteil wieder viel grösser. Konglomerate wechseln ab mit tonigen Sedimenten und feinen Sandsteinen. Das Vorkommen von Konglomeraten veranlasst uns, die Lucino-Formation als «upper fan»-Bereich zu interpretieren. Offenbar waren die Schüttungen groben Materials spärlicher und die Ablagerungen des Zwischenkanal-Bereiches («open fan mudstones» und «overbank deposits») wurden nicht erodiert.

Im Montano-Formationsglied fanden wir eine etwa 8 cm mächtige Dolomit-Lage, die ausser detritischen Mineralkörnern wie Quarz, Glimmer auch zahlreiche Diatomeen und vereinzelte Radiolarien führt. Unter den Radiolarien konnte *Cyrtocapsella tetrapera* bestimmt werden, die zwischen 24 my und 11 my auftritt (Aquitania bis Serravallian, det. J. P. Caulet, Paris). Im Röntgen-Diffraktogramm konnten wir neben Kaolinit, Chlorit und Illit auch Montmorillonit nachweisen. Diese Dolomit-Lage, die deutlich erhaltenes kieseliges Plankton enthält, passt in keiner Weise in die zyklische turbiditische Sedimentation der Gonfolite. Da eine karbonatische oder kieselige pelagische Background-Sedimentation nirgends in der Gonfolite-Gruppe erhal-

ten ist, denken wir, dass diese Dolomit-Lage ein seltenes Ereignis dokumentiert. In Frage käme einerseits eine Resedimentation der Lage. Andererseits treten im unteren bis mittleren Miocaen des Nordapennins zahlreiche Vorkommen von Diatomiten, oft assoziiert mit vulkanischem Material, auf (GUERRERA 1979), die eine gewisse Ähnlichkeit mit unserem Vorkommen aufweisen.

3.5.7 Profil I: Camerlata (Fig. 81)

Das Profil erstreckt sich entlang dem östlichen Teil des Hügels M.Caprino zwischen Como und Camerlata und gegen Süden bis nach Grandate.

Die Chiasso-Formation ist in dieser Gegend nicht aufgeschlossen; sie verläuft irgendwo durch das südliche Stadtgebiet von Como. Am Fusse des Hügelzuges von M. della Croce-M.Caprino sind die Konglomerate der Como-Formation anstehend. Die Mächtigkeit der Como-Formation beträgt hier minimal 1000 m. In der unteren Hälfte treffen wir auf «clast-supported» Konglomerate, in die nur selten Sandsteine eingelagert sind. Die obere Hälfte (oberes Como-Formationsglied) besteht hauptsächlich aus massigen, grobkörnigen Sandsteinen. In diese sind vereinzelt grosse, gerundete Kristallin-Gerölle eingelagert. Häufig findet man an der Basis von massigen Sandsteinschichten eine «coarse-tail»-gradierte Zone von «pebbly sandstones». Oft scheinen diese Sandsteine mit erosiver Unterfläche in das Liegende einzuschneiden. Wir haben diese Sedimente im Kapitel 3.4.2 als «debris flows» (MIDDLETON & HAMPTON 1973) interpretiert.

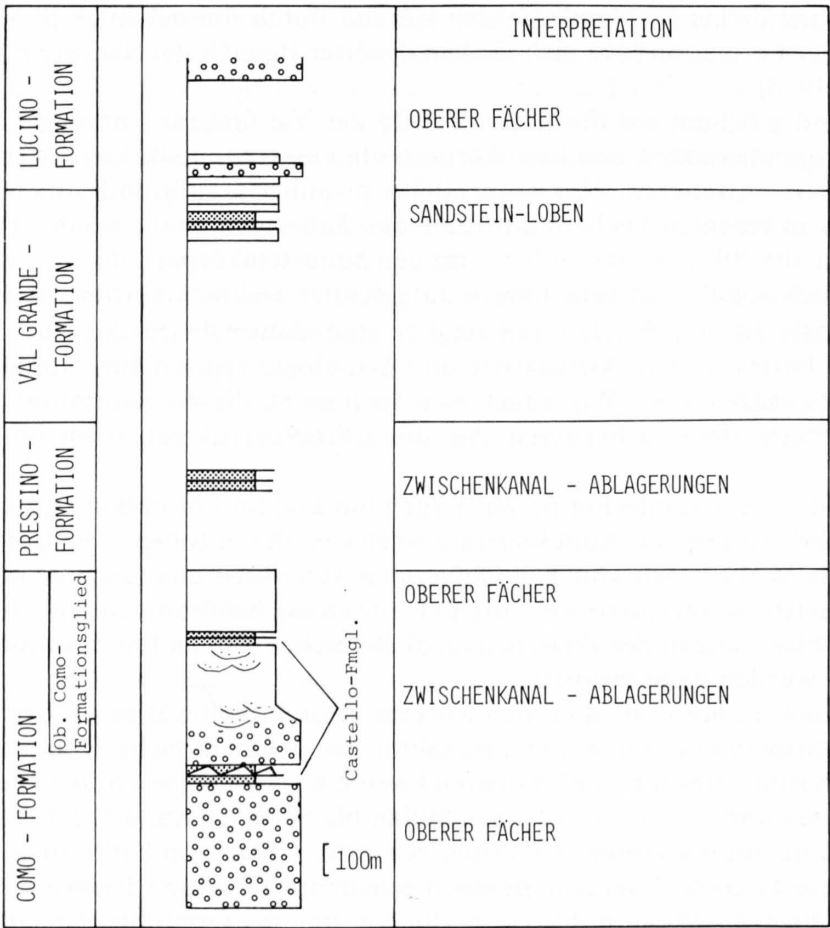


Fig. 81: Sammelprofil I: Camerlata.

Das Castello-Formationsglied kommt als linsenförmige Einschaltung in der Como-Formation vor. Es besteht aus dünnen Turbiditen der Fazies *E* und *D*. Die dazwischenliegenden Pelite sind bioturbirt. Die Konglomerate der Como-Formation und die massigen Sandsteine des oberen Como-Formationsgliedes interpretieren wir als Kanalfüllung entweder des oberen Fächers oder, noch proximaler, des unteren Teiles eines oder mehrerer Zubringerkanäle («upper fan», «canyon head»). Dabei stellen wir uns eine Situation vor, bei der die Kanäle möglicherweise höher lagen als der umgebende Fächerbereich («depositional channels», NELSON & KULM 1973). Durch seitliche Wanderung der Kanäle konnte es zu der massiven Anhäufung der Konglomerate kommen.

Das Castello-Formationsglied möchten wir als «interchannel»-Fazies interpretieren. Nach MUTTI (1977) sind Bündel von dünnen linsigen Sandsteinen der Fazies *E* und *D*, eingebettet in «open fan mudstones», typisch für den Zwischenkanal-Bereich.

Die im Hangenden folgende Prestino-Formation ist im Gebiet von Camerlata sehr schlecht aufgeschlossen, hat aber nach der Karte hier ihre grösste Mächtigkeit von ca. 500 m. Es handelt sich um Pelite bis Siltite, die zum Teil stark bioturbirt und submarin verrutscht sind. Selten sind dünne (x cm), meist strukturlöse Sandstein-Turbidite vorhanden.

Nach einer grösseren Aufschlusslücke sind erst wieder bei Grandate weitere Aufschlüsse zu finden. 200 m westlich der Stazione Albate Camerlata an der Strasse Camerlata–Casnate findet man dickbankige, massige Sandsteine mit dünnen Pelit-Zwischenlagen. In Analogie zu den westlich davon auftretenden ähnlichen Lithologien, rechnen wir diese Vorkommen zur Val Grande-Formation.

Stratigraphisch etwas höher finden wir dann an der Strasse Camerlata–Portichetto bei Grandate Konglomerate und Sandsteine, die sich zur hangenden Lucino-Formation rechnen lassen.

3.5.8 Profil K: Fornaci (Fig. 82)

Im östlichsten Teil unseres Arbeitsgebietes, der Brianza, ist bei Fornaci eine ca. 140 m mächtige Serie von ?hemipelagischen Peliten und dünnen turbiditischen Sandsteinen aufgeschlossen. Bioturbation und penekontemporäre submarine Rutschungen sind häufig. Bei den Sandsteinen handelt es sich um geringmächtige (x cm–15 cm), «base-missing»-Turbidite der Fazies *D*₁ und *D*₂. Vollständige Bouma-Zyklen (Fazies *C*₂) treten selten auf. Nicht alle der Sandsteinlagen bleiben über den Aufschlussbereich gleich mächtig, viele werden seitlich dünner oder keilen aus.

Aufgrund der regionalen Stellung und der ähnlichen Lithologie korrelieren wir die Abfolge von Fornaci mit der Chiasso-Formation und interpretieren sie als «slope»- oder «base of slope»-Sediment (INGERSOLL 1978).

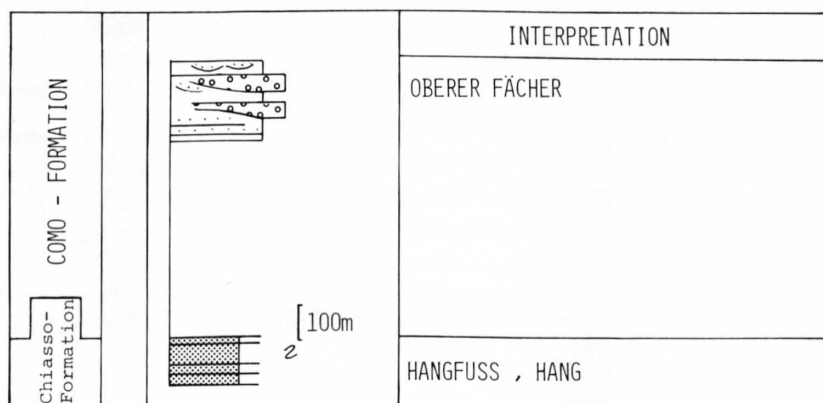


Fig. 82: Sammelprofil K: Fornaci (Brianza).

Ungefähr 600 m stratigraphisch über der Serie von Fornaci findet man entlang des Baches Bevera massige Sandsteine und Konglomerate, die von CONSONNI (1953) beschrieben wurden. CONSONNI datierte diese Abfolge als Oberoligocaen bis Untermiocaen (vgl. S. 37).

Die Konglomerate sind oft als Kanalfüllungen in die Sandsteine eingelagert. Die Mächtigkeit dieser Vorkommen beträgt rund 200 m. Wir zählen diese grobklastischen Ablagerungen aus folgenden Gründen zur Como-Formation:

- Die stratigraphische Stellung (600 m über der Chiasso-Formation) entspricht der Como-Formation im Gebiet von Como.
- Regionale Stellung: Die Konglomerate der Como-Formation lassen sich im Streichen von den Vorkommen bei Como in die Brianza verfolgen.
- Ähnlichkeit der Lithologie.

Zu Figur 83: Stratigraphische Sammelprofile der Gonfolite-Gruppe

Die in Kapitel 3.5 besprochenen Sammelprofile *A–K* wurden – entsprechend ihrer ungefähren geographischen Lage – von Westen nach Osten angeordnet. Die Basis der Como-Formation wurde als horizontaler Bezugshorizont angenommen, obwohl sie möglicherweise durch eine leichte Diskordanz nach unten gewölbt verlaufen könnte (vgl. Diskussion in Kapitel 2.2). Über der unterschiedlich mächtigen Chiasso-Formation ist der nach oben konvex verlaufende Konglomeratkörper der Como-Formation zu erkennen, der im zentralen Teil (Profil *F*) seine grösste Mächtigkeit erreicht. Darin stecken die linsenförmigen Castello-, Ligurno- und Gioghi-Formationsglieder mit feinkörnigen «overbank»-Ablagerungen (Profile *C*, *D*, *E* und *I*).

Die Prestino-Formation liegt in den Profilen *H* und *I* über der Como-Formation und wird nach Westen im Profil *G* durch die Val Grande-Formation abgelöst, die in den Profilen *H* und *I* über die Prestino-Formation greift.

Die Gonfolite-Gruppe wird in den Profilen *G*, *H* und *I* durch die Lucino-Formation abgeschlossen.

4. Assoziierte und äquivalente Formationen der Gonfolite Lombarda

4.1 Die Konglomerat-Vorkommen bei Prella

Auf der Nord- und Südseite des Hügels von Prella südlich von Mendrisio stehen mit Kalkareniten und pelagischen Kalken assoziierte Konglomerate und Breccien an. Diese grobklastischen Sedimente wurden bisher von allen Autoren (PFISTER 1921, KUHN-SCHNYDER & VONDERSCMITT 1954, Taf. 1) zur Gonfolite Lombarda gestellt. LONGO (1968, S. 82) beschrieb ihre lithologische Zusammensetzung. Obwohl er das Vorherrschen südalpiner Sedimente unter den Komponenten notierte und eine gewisse Ähnlichkeit mit grobklastischen Sedimenten des lombardischen Flyschs feststellte, rechnete er die Konglomerate von Prella zur Gonfolite Lombarda. Er bezeichnete sie, neben dem Konglomerat von Villa Olmo, als ältestes Konglomerat der Gonfolite Lombarda und stellte sie stratigraphisch zwischen die Chiasso- und die Como-Formation. Die Chiasso-Formation müsste demnach nördlich von Prella, durch Quartär verdeckt, in der Ebene ausstreichen; die Aufschlüsse von Chiasso-Formation südlich des Hügels von Prella hielt LONGO entsprechend für eine pelitische Einschaltung in der Como-Formation.

Die geologische Situation der Konglomerate von Prella ist folgende: Im Tal, das südlich des Hügels von Prella gegen das Zollamt von Brusata führt, finden wir die Sedimente der Chiasso-Formation mit der charakteristischen Überlagerung durch die Como-Formation anstehend. Die Abfolge entspricht derjenigen des Rio della Maiocca, und die nördlich davon auftretenden Konglomerate von Prella sind deshalb älter als die Chiasso-Formation. Das Streichen der Konglomeratbänke von Prella ist auffallend verschieden von demjenigen in der hangenden Chiasso-Formation. Die Chiasso-Formation streicht ungefähr West-Ost und fällt mit 65 Grad südwärts, in Prella hingegen streichen die Konglomerate vorwiegend NW-SE und fallen in überkippter Lagerung mit ca. 50 Grad gegen Süden. Damit ergibt sich auch eine bedeutende stratigraphische und/oder tektonische Diskordanz zwischen der Serie von Prella und der Gonfolite Lombarda.

Die Serie von Prella ist auf der Nordseite des Hügels von Prella in einzelnen isolierten Aufschlüssen sichtbar. Ein isolierter Aufschluss von Konglomeraten (Koord. 717.420/078.350) lässt keine spezifische Ablagerungsgeometrie oder Organisation erkennen. Die Zusammensetzung der Komponenten ist grundlegend verschieden von jener der Konglomerate der Como-Formation und besteht überwiegend aus südalpinen Sedimenten.

Ungefähr 50–100 m östlich der Konglomerate finden sich kleine Aufschlüsse von dünnbankigen pelagischen Kalken mit planktonischen Foraminiferen, in welche Laminae und dünne Bänke gradiert und laminiert, resedimentierter Kalkarenite, seltener von Kalkruditen eingelagert sind. Diese Kalkarenite und -rudite führen wiederum Lithoklasten südalpiner Sedimente sowie etwas detritischen Quarz und Hellglimmer. Die jüngsten der umgelagerten Grossforaminiferen sowie die planktonischen Foraminiferen der pelagischen Kalke ergeben ein Campanian-Alter (Bestimmungen von J. P. Beckmann und H. M. Bolli). Die pelagischen Kalke und dünnbankigen Turbidite stellen vermutlich die Zwischenkanal-Sedimente dar, in die die resedimentierten Konglomerate von Prella eingebettet sind.

Weitere isolierte Aufschlüsse von Breccien und Konglomeraten ähnlicher Zusammensetzung finden sich auch in den Rebbergen des Südhangs von Prella. Ihre Beziehungen zur Serie am Nordhang sowie die Beziehungen der Serie von Prella zu Bergamo-Flysch (BICHSEL & HÄRING 1981) und Piano di Brenno-Formation (KLEBOTH 1982) sind noch nicht geklärt. Fazies, Fauna und Geröllinhalt der Serie von Prella werden später in einer gemeinsamen Arbeit mit J. P. Beckmann, D. Bernoulli und H. M. Bolli behandelt.

Ausser der beschriebenen Serie von Prella finden sich auf dem Hügel von Prella sowie am Nordhang eine grosse Anzahl bis metergrosser Blöcke von bioklastischen Kalken und Breccien der obereocaenen Ternate-Formation (HERB 1976, BERNOULLI 1980). Die lokale Anhäufung der Blöcke lässt vermuten, dass sie in der Nähe des Prella-Hügels zu beheimaten sind. Die Beziehungen dieser Blöcke zur Serie von Prella sind noch nicht geklärt; vorderhand beweisen sie aber, dass die Ternate-Formation im Mendrisiotto vorhanden ist und dass die Schichtlücke zwischen Gonfolite Lombarda und Substrat bei Prella nicht sehr gross sein kann.

4.2 Distale Äquivalente der Gonfolite-Gruppe unter der Poebene

Um die sedimentäre Entwicklung der Gonfolite-Gruppe möglichst vollständig zu rekonstruieren, wollten wir die distalen Äquivalente der Oberflächen-Aufschlüsse gegen Süden unter die Poebene verfolgen. Insbesondere interessierten uns die Ausdehnung der Konglomerate in Richtung des angenommenen Transportes von N nach S und die Beschaffenheit des Überganges von den Konglomeraten in die pelitische Serie der «Gallare-Mergel» (RIZZINI & DONDI 1978). Im Frühjahr 1981 hatten wir die Gelegenheit, bei der AGIP in Mailand Einsicht in Bohrprofile und -kerne aus der Lombardei zu gewinnen, wofür der Direktion der AGIP und insbesondere L. Mattavelli an dieser Stelle herzlich gedankt sei.

Beschreibung der oligo-miocaenen Sedimente aus den Bohrungen der Poebene

Figur 84 zeigt die Lokalitäten der von uns eingesehenen Bohrprofile und -kerne. In Figur 85 sind die Lithologien und Alter der Bohrungen nach unpublizierten Daten der AGIP zusammengestellt. Die Bohrtiefen reflektieren nicht die Ablagerungsmächtigkeiten, da tektonische Steilstellungen nicht berücksichtigt werden konnten: Die Mächtigkeit der gekernten Intervalle ist sehr gering und die stratigraphische und tektonische Kontrolle sehr lückenhaft. Nur zwei Bohrungen (Turbigo 1 und Malossa 1) haben prä-oligocaene Sedimente erreicht: Turbigo 1 erreichte die Trias, Malossa 1 wurde bis in den Jura vorangetrieben.

In der Bohrung Malossa 1 liegt über sandigen Mergeln des Eocaens eine maximal 330 m mächtige Abfolge, die als unteres und mittleres Oligocaen datiert werden konnte. Sie besteht aus grauen Mergeln des unteren Oligocaens und sandigen Mergeln mit feinen Sandsteinen des mittleren Oligocaens. Es ist dies nebst den unteroligocaenen «Argille marnose di Ponte Arche» nördlich des Lago di Garda (CASTELLARIN 1972) die einzige, paläontologisch sicher dokumentierte unter- bis mitteloligocaene Abfolge aus dem lombardischen Becken. In der Bohrung Turbigo 1 sind über der Maiolica oberkretazischer Flysch und eocaene Mergel und Kalke vorhanden, die – vermutlich diskordant – von der Gonfolite Lombarda überlagert werden. In den anderen Bohrungen ist das Oligocaen unvollständig und eine Unterteilung nicht gegeben. In der ganzen Gonfolite-Gruppe der nördlichen lombardischen Poebene fällt die Abwesenheit von Konglomerat-Vorkommen auf, die in ihrer Mächtigkeit der Como- oder Ligurno-Formation entsprechen könnten. Die Konglomerat-Horizonte im Oberoligocaen und Untermiocaen erreichen Mächtigkeiten von 10 bis maximal 100 m. Im übrigen handelt es sich um Wechsellagerungen von Peliten, Siltiten und meist dünnen Sandsteinen. In den Bohrkernen lassen sich die sedimentären Strukturen der Sandsteine studieren: Die meisten Sandstein-Lagen sind relativ dünn (einige Zentimeter bis 10 cm) und zeigen «base-missing sequences» (T_{b-d} , T_{c-d}) der Fazies D_1 und D_2 (Fig. 86a, 86b). Nur selten konnten in mächtigeren Lagen (bis 1,5 m) T_{a-c} mit zum Teil «coarse-tail»-gradiert Basis beobachtet werden (Fig. 86c). Die Sedimente in den Bohrkernen sind stark bioturbirt. Dünnere Sandlagen sind meist total durchwühlt (Fig. 87a), und in mächtigeren Lagen sind Spuren zu erkennen. Oft stecken in den Siltiten und Peliten im Querschnitt ovale bis runde, mit Sand gefüllte Gänge (? *Planolites*) (Fig. 87b).

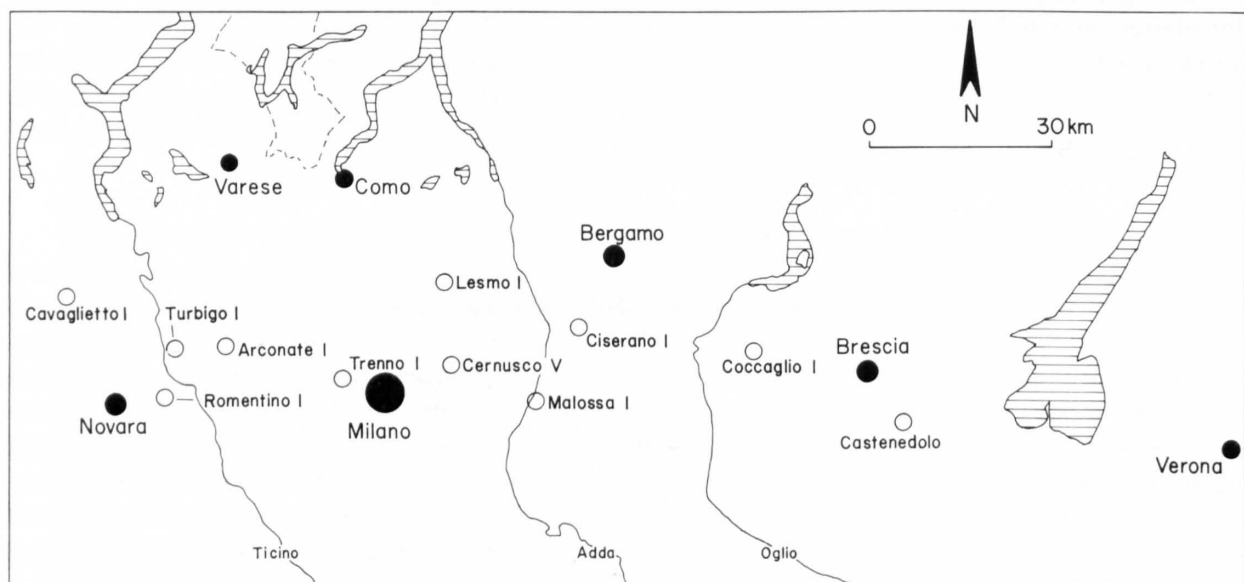


Fig. 84: Lokalitäten der erwähnten Bohrungen in der Poebene.

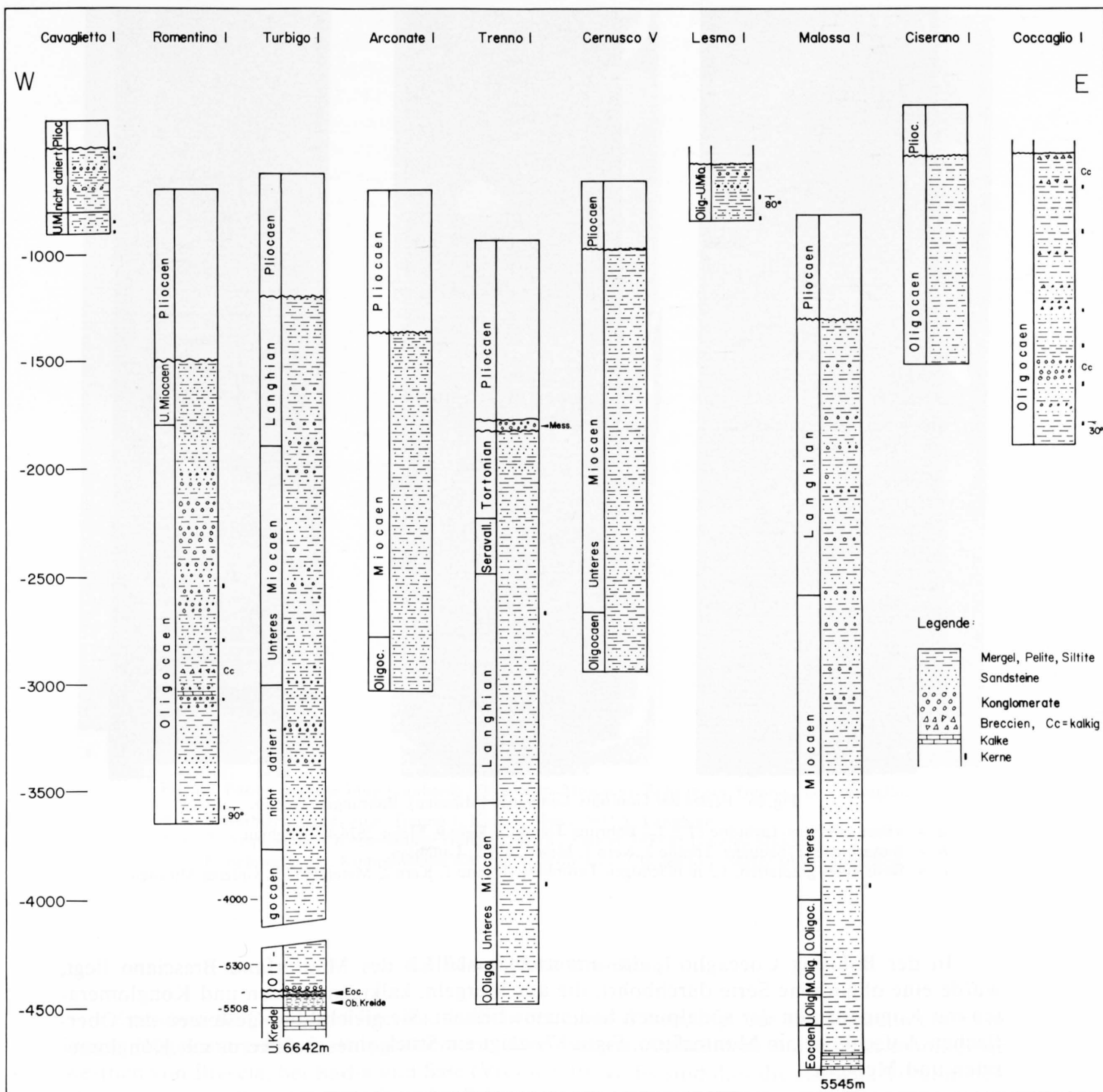


Fig. 85: Zusammenstellung der Bohrprofile aus der Poebene.

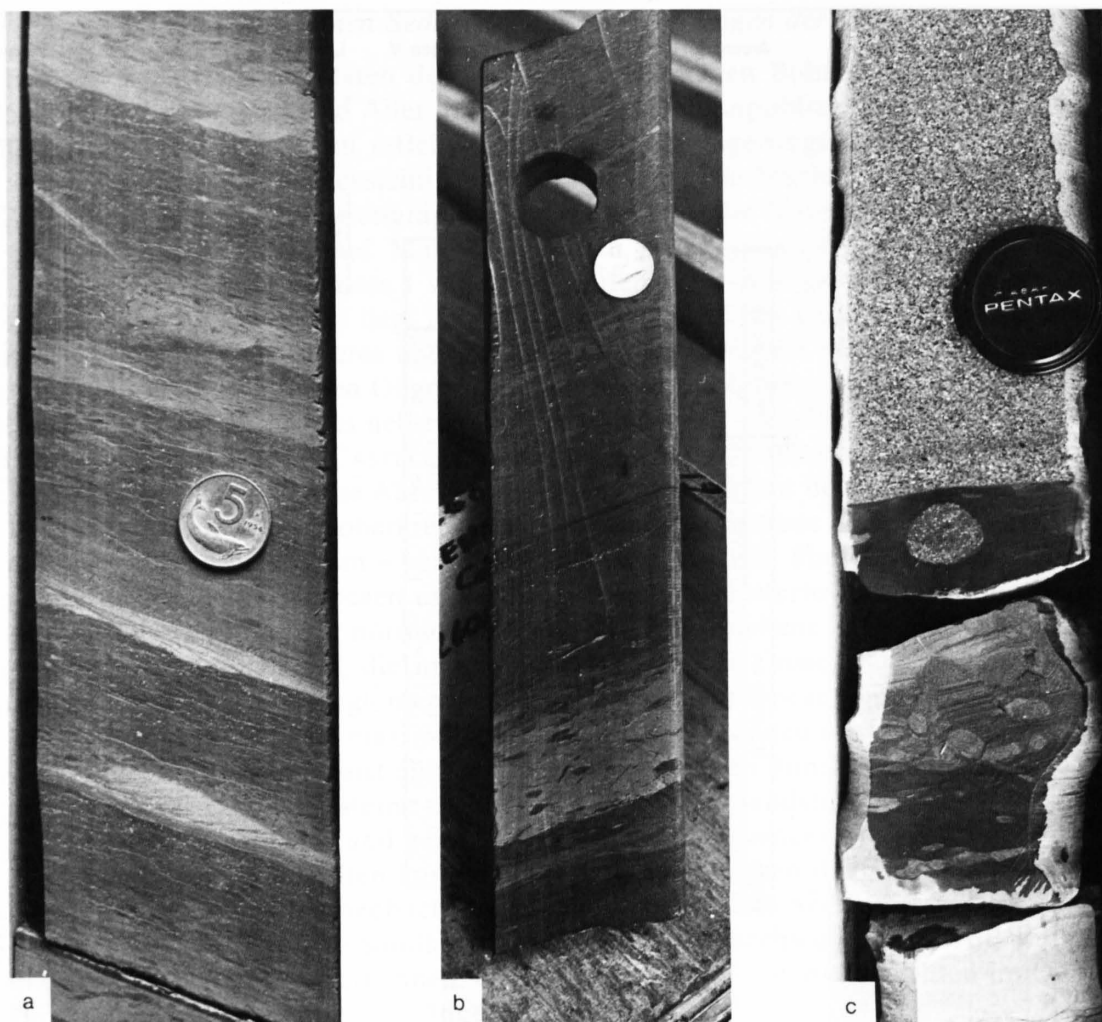


Fig. 86: Fazies der Gonnite Lombarda (Miocaen), Bohrungen Trenno.

- a* = «Base missing»-Turbidite (T_{cd} , T_{ad}). Bohrung Trenno 2, Kern 9, Meter 2674,4; Langhian.
- b* = Bioturbirte T_d -Sequenz. Trenno 2, Kern 1, Meter 2611,5; Langhian.
- c* = Basis eines gradierten, 1,3 m mächtigen Turbidites. Trenno 1, Kern 2, Meter 3957,3; Unteres Miocaen.

In der Bohrung Coccaglio 1, die unmittelbar südlich des Montorfano Bresciano liegt, wurde eine oligocaene Serie durchbohrt, die aus Mergeln, kalkigen Sanden und Konglomeraten mit Komponenten der südalpinen Sedimente besteht. Sie gleicht den Gesteinen der Oberflächen-Aufschlüsse am Montorfano. Figur 87c zeigt ein Stück eines Bohrkerns mit Konglomeraten und Mergeln.

Tektonik

Zwischen dem Lago Maggiore im Westen und dem Lago di Garda im Osten sind das Mesozoikum, das untere Tertiär und das untere und mittlere Miocaen von südvergenten Überschiebungen betroffen. Die obermiocaene Phase in den Südalpen ist in den Profilen von PIERI & GROPPi (1981) deutlich an der diskordanten Auflagerung des Messinians und des Pliocaens auf das Liegende zu erkennen. Diese Phase entspricht in den Südalpen der Steilstellungsphase zwischen Mittelmiocaen und der Ablagerung des Pontegana-Konglomerates (BERNOULLI 1964), das vermutlich Messinian-Alter hat (BINI et al. 1978).

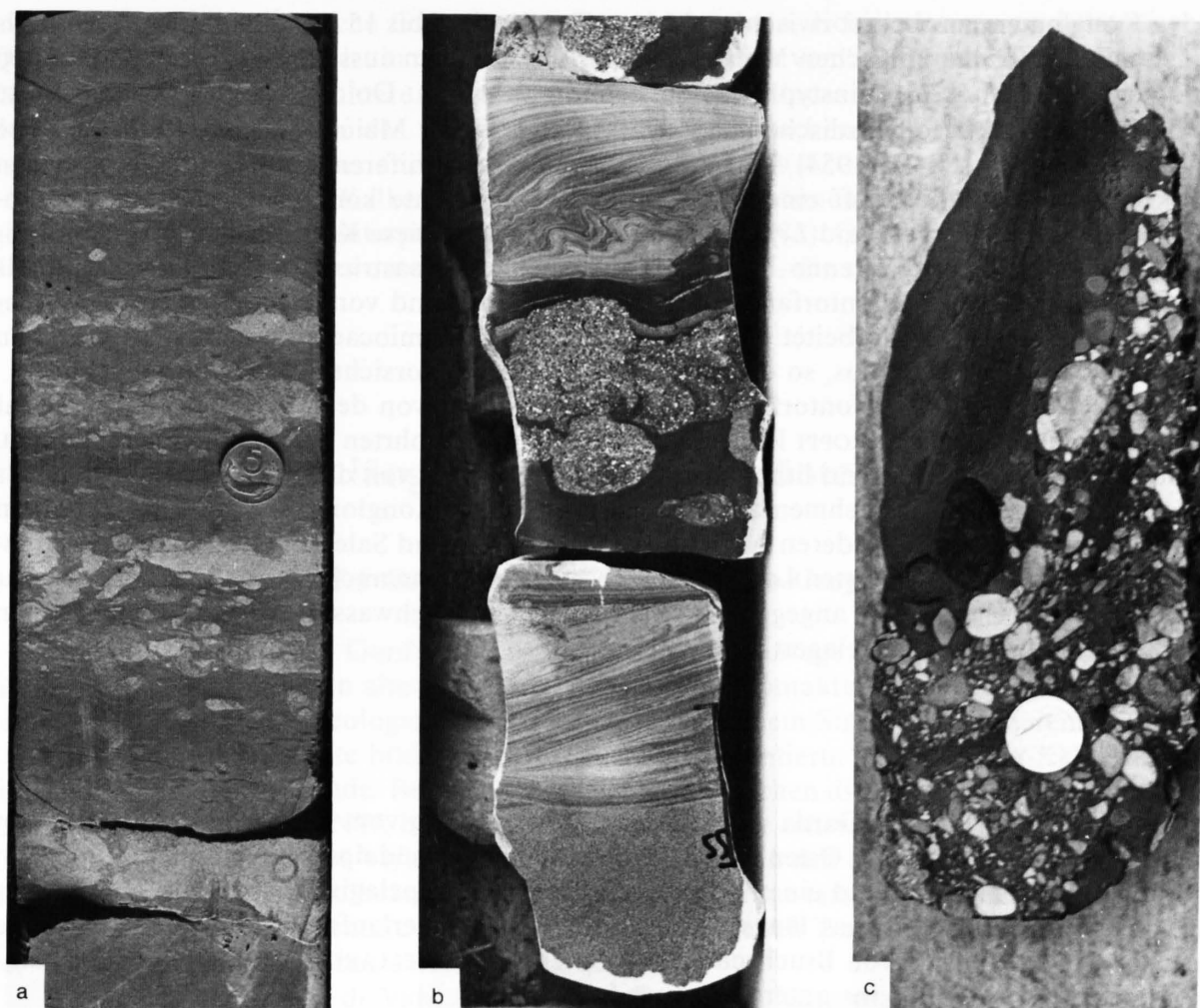


Fig. 87: Fazies der Gonfolite Lombarda (Oligocaen–Miocaen), Bohrungen Trenno und Coccaglio.

a = Bioturbierte Sandsteine. Trenno 1, Kern 1, Meter 2681,5; Langhian.

b = T_{ac} -Sequenz und Bioturbation. Trenno 1, Kern 2, Meter 3955,8; Unteres Miocaen.

c = Konglomerat mit Komponenten südalpiner Sedimente. Coccaglio I, Meter 1620; Oligocaen.

4.3 Montorfano Bresciano

Zwischen Bergamo und Brescia, südlich des Lago d'Iseo, ragt aus der Poebene ein 5 km langer Hügel mit tertiären Konglomeraten. Zwei weitere Aufschlüsse findet man unmittelbar westlich von Brescia, bei Badia und Sale (VECCHIA 1954). Es sind dies die einzigen Vorkommen oligo-miocaener Gesteine zwischen der Brianza und dem Lago di Garda.

Lagerung und Lithologie sind vollkommen verschieden von sämtlichen bisher beschriebenen Formationen der Gonfolite-Gruppe. Das Streichen beträgt beim Montorfano und bei Sale NNW–SSE, bei Badia N–S, das Fallen schwankt zwischen 15 und 40 Grad SW bzw. W. Bei Badia streichen die mesozoischen Gesteine ungefähr E–W und fallen gegen Norden (VECCHIA 1954; Carta geol. d'Italia, Foglio 47: Brescia). Die Auflagerung auf das Mesozoikum erfolgt vermutlich diskordant.

Die Hauptmasse der oligo-miocaenen Gesteine aller drei Lokalitäten bilden Konglomerate. Ihre Mächtigkeit beträgt am Montorfano ca. 2 km. Zwischen die Konglomerate schalten sich selten zum Teil gradierte Kalkarenite und Mergel ein. Die Grösse der gerundeten Gerölle

in den Konglomeraten variiert zwischen wenigen Zentimetern bis 15 cm. Sie bilden oft ein Festgerüst, mit einer kalkarenitischen Matrix. Die Gerölle stammen ausschliesslich von südalpinen Sedimenten. Folgende Gesteinstypen lassen sich identifizieren: Dolomite (Trias), Oopelsparite (?Rhät), Kieselkalke (lombardischer Kieselkalk), Radiolarite, Maiolica-Kalke, Biokalkarenite (Flysch di Bergamo). CITA (1954) fand aufgearbeitete Foraminiferen aus der oberkretazischen Scaglia. In einem Dünnschliff einer Konglomerat-Komponente konnten wir Rotalgen, Bryozoen, *Siderolites*, *Orbitoides* und *Lepidorbitoides* nachweisen. Diese Komponente stammt mit Sicherheit aus der Piano di Brenno-Formation (Campanian–Maastrichtian, KLEBOTH 1982). Als Alter der Formation am Montorfano gab CITA (1954) aufgrund von Flachwasser-Foraminiferen, die sie als nicht aufgearbeitet betrachtete, unteres Mittelmiocaen an. Eine neue Revision dieser Foraminiferen steht aus, so dass wir dieses Alter mit Vorsicht aufnehmen möchten.

Auf der Südseite des Montorfano bei Coccaglio wurde von der AGIP eine Bohrung auf 1900 m abgeteuft (PIERI & GROPPi 1981). Das Alter der durchbohrten Serie von Konglomeraten, die denjenigen des Montorfano lithologisch entsprechen, wird von der AGIP (unpubliziert) als Oligocaen angegeben. Wir nehmen an, dass es sich bei den Konglomeraten und Kalkareniten vom Montorfano und den anderen Aufschlüssen von Badia und Sale um resedimentierte Ablagerungen handelt. Die gradierten Lagen scheinen uns eine, wenn auch schwache, Evidenz dafür zu sein. Die von CITA (1954) angegebenen benthonischen Flachwasser-Foraminiferen könnten aufgearbeitet und/oder umgelagert worden sein.

4.4 Lago di Garda

Im Gebiet des Lago di Garda vollzieht sich der Übergang vom lombardischen Becken im Westen zum Trento-Hoch im Osten. Die Differenzierung des südalpinen Kontinentalrandes in ein lombardisches Becken und ein erst flachmeerisches, dann pelagisches Plateau im Osten erfolgte im wesentlichen im Lias längs mehrerer, NNE–SSW-verlaufender Abschiebungen, die das Gebiet in ein Mosaik von Bruchschollen unterteilen (CASTELLARIN 1972). Diese Konfiguration blieb grösstenteils bis ins untere Miocaen bestehen.

Im östlichen lombardischen Becken wurden in der obersten Kreide hemipelagische Mergel (Scaglia rossa) sedimentiert (BICHSEL & HÄRING 1981). Nach kürzeren Episoden von Nicht-Ablagerung im untersten Paleocaen kam es zur Ablagerung von hemipelagischen Mergeln mit Einschaltungen von bioklastischen Resedimenten (PREMOLI SILVA & LUTERBACHER 1966). Diese Sedimente umfassen die Zeitspanne vom Paleocaen bis ins mittlere Eocaen. Nördlich des Lago di Garda bei Ponte Arche konnte CASTELLARIN (1972) diesen Sedimentationstyp bis ins untere Oligocaen nachweisen (Argille marnose di Ponte Arche). Östlich der Ballino-Linie, auf dem Trento-Plateau, zeigt sich uns während des unteren Tertiärs das Bild einer nach oben flacher werdenden Serie: Über den pelagischen Kalken der Scaglia rossa der Oberkreide kommt es zur Bildung von submarinen Schichtlücken mit Hardgrounds an der Kreide/Tertiär-Grenze (MARSARI & MEDIZZA 1973, NOVBAKHT 1973). Das Paleocaen ist am Westrand des Trento-Plateaus praktisch nicht vorhanden (Nicht-Ablagerung), nur lokal treten reduzierte Einschaltungen pelagischer Kalke auf (PREMOLI SILVA & LUTERBACHER 1966, NOVBAKHT 1973). Im unteren und mittleren Eocaen wurden flachmarine Riffkalke und biogene Kalke (Calcare di Nago) abgelagert (CASTELLARIN & CITA 1970). Darüber folgen im Gebiet des M. Baldo obereocaene und unteroligocaene, relativ flachmarine Mergel und Kalke der Formazione Aquenere und des Calcare del Monte delle Erbe (CASTELLARIN & CITA 1970). Im Südwesten des Lago di Garda und am M. Brione bei Torbole schliesslich treten oligocaene bis zum Teil untermiocaene bioklastische Kalke auf (M. Brione, Rocca Manerba, San Felice del Benaco, Moniga del Garda; VENZO 1934, ZINONI 1951, CITA 1955, HAGN 1956). Diese Vorkommen liegen östlich der vermutlichen Fortsetzung der Ballino-Linie im Südwesten des Lago di Garda. Wir haben sie anlässlich einer Begleitung einer kurzen Betrachtung unterworfen. Es handelt sich um Kalkarenite, die Lithotham-

nien-Rhodolite, benthonische Grossforaminiferen, Muscheln, Echinodermen und detritischen Quarz enthalten. Die Serie ist in den Aufschlüssen südöstlich von Salò rund 300 m mächtig und fällt nach CITA (1955) ins untere Oligocaen bis ins untere Miocaen. Am M. Brione folgen über den Lithothamnien-Kalken des Oligocaens mit einer schwachen Diskordanz glaukonitische, sandige Kalke des Chattians und eventuell des Aquitanians (HAGN 1956).

Die oligo-miocaenen Kalke östlich der Ballino-Linie können als flachmarine Ablagerungen eines flachen Schelfes interpretiert werden (BINI et al. 1978). Offensichtlich war die Trento-Schwelle bis mindestens ins untere Miocaen eine Hochzone, die das lombardische Becken gegen Osten begrenzte.

5. Paläogeographie und Paläotektonik

5.1 Die Auflagerung der Gonfolite-Gruppe

Die Auflagerung der Gonfolite-Gruppe auf ihre Unterlage ist offensichtlich diskordant und erfolgt auf verschiedenen alte Horizonte. Obwohl die Kontakte selbst nirgends zu beobachten sind, lassen sich die geologischen Karten einzig in diesem Sinne interpretieren.

Im Westen bei Ternate bilden obereocaene, resedimentierte bioklastische Kalke der Ternate-Formation das Liegende. Bei Ternate-Travedona streichen diese mit 24 Grad ostwärts und fallen mit 20 Grad gegen NW, bei Varano Borghi fallen sie mit wenigen Graden gegen Osten. Die Chiasso-Formation bei Varano Borghi streicht hingegen mit 60 Grad nach E und fällt mit 40 Grad nach SE. Die unvollständigen Aufschlussverhältnisse lassen hier nicht entscheiden, ob eine Diskordanz und Schichtlücke zwischen der obereocaenen Ternate-Formation und der mittel- bis oberoligocaenen Chiasso-Formation besteht.

Zwischen dem Lago di Varese und Gaggiolo ist die jüngste aufgeschlossene Unterlage Oberkreide-Flysch (HÄRING 1980). Im Gebiet von Gaggiolo und Stabio sind die tektonischen Verhältnisse sehr kompliziert. Der Hügelzug zwischen den beiden Lokalitäten wird durch die Randantiklinale von Stabio aufgebaut (SENN 1924), die von zahlreichen Störungen durchzogen wird. Sie wird durch ?Hauptdolomit, Rhät, dolomitisierte Schichtglieder von Macchia Vecchia, Broccatello und Lombardischen Kieselkalk aufgebaut (D. Bernoulli, unpubl.). Zwischen der Randantiklinale und der Gonfolite-Gruppe besteht eine etwa 450 m mächtige Aufschlusslücke, in der das restliche Mesozoikum aber keinen Platz fände. Tektonische Kontakte oder eine diskordante Auflagerung der Gonfolite-Gruppe auf dem Mesozoikum sind deshalb anzunehmen.

Die Konglomerate der Como-Formation bei Bizzarone fallen mit etwa 60 Grad gegen Süden ein. Bei Prella sind Konglomerate und pelagische Kalke (Serie von Prella, vgl. S. 90) aufgeschlossen, welche sich mit dem tieferen Teil der Piano di Brenno-Formation (Campanian, KLEBOTH 1982) korrelieren lassen. Die Konglomerate streichen, in überkippter Lagerung, SE-NW, die hangende Chiasso-Formation ungefähr W-E. Dies deutet wiederum auf eine Diskordanz im Liegenden der Gonfolite Lombarda. Ausserdem ist das untere Oligocaen auch hier nicht bekannt.

Südlich Mendrisio und in der Breggia-Schlucht ist es dann wieder Oberkreide-Flysch, der das nächst Liegende der Gonfolite-Gruppe bildet. Zwischen Balerna und Morbio inferiore ist der Flysch in südvergente Falten gelegt (VONDERSCHMITT 1940). Auch hier besteht eine Aufschlusslücke von rund 1,6 km. Im Abschnitt Chiasso-Como haben HEIM (1906), FIORENTINI (1957) und LONGO (1968) die Auflagerung der Gonfolite-Gruppe untersucht. HEIM (1906) konnte bei Ponte Chiasso noch ein durchgehend aufgeschlossenes Profil zwischen Lombardischem Kieselkalk und Como-Formation studieren. Nach seiner Beschreibung waren damals

über der Maiolica noch Scaglia-Mergel (HEIM, S.21) aufgeschlossen, die HEIM allerdings mit der Chiasso-Formation zu einer Formation von «Mergeln und Thonschiefer der oberen Kreide (& Eocaen?)» vereinigte. Auch FIORENTINI (1957) konnte bei Monte Olimpino noch Scaglia über der Maiolica beobachten. Ähnliche Verhältnisse stellt LONGO (1968) auf seiner geologischen Karte dar. Darauf sind drei Vorkommen von Scaglia über der Maiolica in der Gegend von Ponte Chiasso und Monte Olimpino eingezeichnet, an einer Stelle (Koord. 725.300/075.800) sogar im Kontakt zur Chiasso-Formation. Während LONGO (1968) eindeutig eine diskordante stratigraphische Auflagerung annimmt, erwähnt FIORENTINI (1957) auch die Möglichkeit eines tektonischen Kontaktes.

Zur Zeit unserer Feldbegehungen waren die Aufschlussverhältnisse leider nicht mehr so gut, und wir können die von LONGO angegebenen Verhältnisse nicht durch eigene Beobachtungen bestätigen. Unmittelbar bei der Staatsgrenze steht auf schweizerischer Seite zwischen dem südlichsten Bahngleise und einem Wohnblock Maiolica an. Das Streichen ist ungefähr E–W, das Fallen senkrecht. Das Gestein ist stark tektonisiert. 50 m östlich, jenseits der Landesgrenze, ist entlang des Strässchens zur Bahn-Unterführung Rosso ad Aptici anstehend. Das Streichen ist SE–NW und das Fallen 70 Grad nach SW. Ein weiterer Aufschluss von Maiolica befindet sich 100 m südlich des Nordportales des Eisenbahn-Tunnels bei Ponte Chiasso. Die Lagerung ist die gleiche wie im Aufschluss bei der Staatsgrenze.

An der Strasse M.Olimpino nach Como S.Giorgio ist Lombardischer Kieselkalk in einer Entfernung von 160 m senkrecht zum Streichen der Chiasso-Formation anstehend. Er streicht SE–NW und fällt mit 60–80 Grad gegen SW.

Im Stadtgebiet von Como und östlich davon besteht eine weite Aufschlusslücke zwischen Mesozoikum und der Gonfolite-Gruppe (Carta geol. d'Italia, Foglio 32: Como): Die Aufschlusslücke beträgt etwa 1,2 km. Weiter gegen SE, bei Montorfano (Como), bilden die bioklastischen Kalke des Montorfano-Formationsgliedes der Tabiago-Formation (KLEBOTH 1982) das nächste tiefere Schichtglied. Diese fallen mit 70 Grad gegen SSE, die Aufschlusslücke ist auch hier beträchtlich.

Das Fallen der Chiasso-Formation an der Basis beträgt im allgemeinen 55–65 Grad. Im Westen bei Bernate und Varano Borghi werden Werte um 40 Grad, im Osten bei Fornaci bis 75 Grad erreicht. Dies bedeutet, dass die Ablagerungen der Gonfolite-Gruppe nach dem mittleren Miocaen bedeutend steilgestellt und deformiert wurden.

5.2 Sedimentäre Entwicklung der Gonfolite-Gruppe und ihre Interpretation als submariner Fächer (Fig.88 und 89)

Seit Beginn der siebziger Jahre wurden für fossile und rezente resedimentierte klastische Sedimente Modelle für Transport und Ablagerung entwickelt. Insbesondere wurden Morphologie der submarinen Fächer, Transportmechanismen und -wege der Sedimente und das Ablagerungsmilieu rekonstruiert (NORMARK 1970, MUTTI & RICCI LUCCHI 1972, WALKER & MUTTI 1973, MUTTI & RICCI LUCCHI 1975, MUTTI 1977, WALKER 1978).

Im Prinzip gleichen sich diese Modelle bis auf Detail- und Terminologie-Fragen. Die Fächer bauen sich unterhalb eines Zubringerkanals auf, der in einen Kontinentalabhang eingeschnitten ist. Sie sind unterteilt in einen kanalisierten und einen nicht-kanalisierten Bereich. Am Ende der Verteilerkanäle bauen sich sandsteinreiche Sedimentkörper auf («depositional sandstone lobes», «suprafan lobes»), die oft in «thickening upward cycles» angeordnet sind. Im äusseren Fächerbereich nimmt der Sandgehalt gegen die äusseren Bereiche immer mehr ab, und nur sporadisch erreichen grössere «turbidity currents» noch die Beckenebene. Differenzen entstanden in der Terminologie und Klassifizierung der submarinen Fächer zwischen den Gruppen der Bearbeiter von rezenten Fächern auf der einen Seite und von fossilen Fächern auf

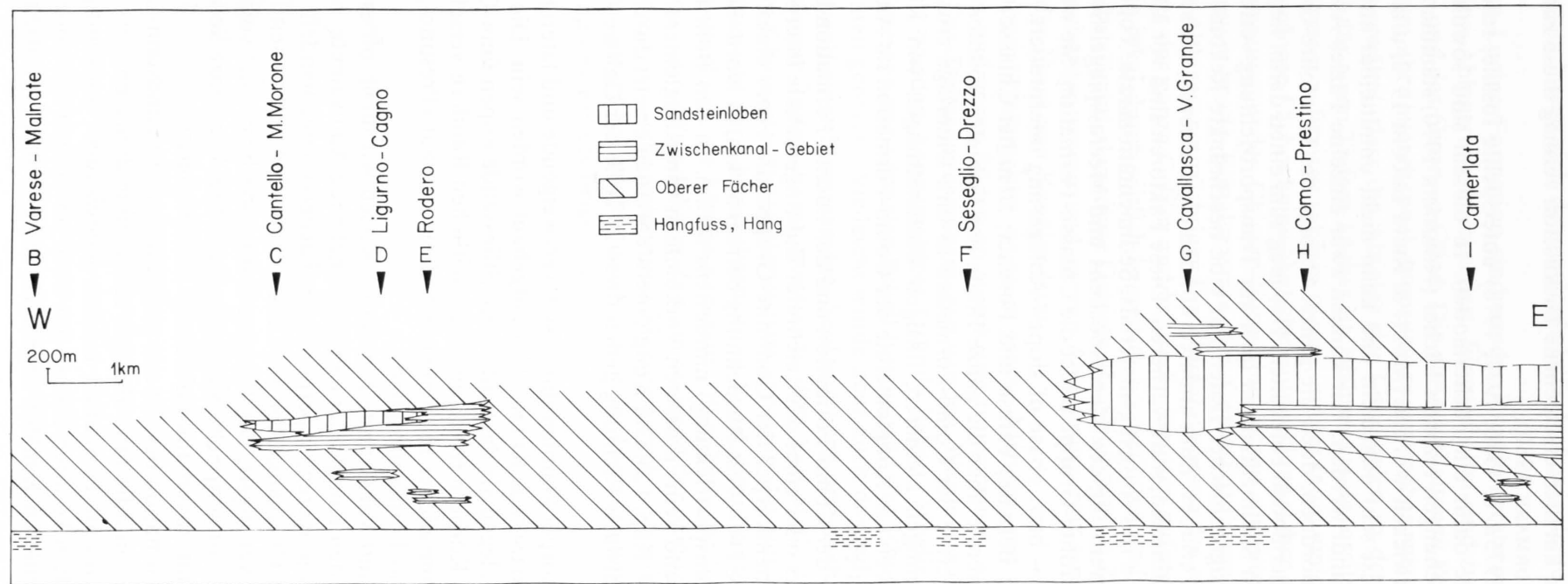


Fig. 88: Interpretation der Fazies-Assoziationen in der Gonfolite Lombarda.

der anderen Seite. Eine kürzlich erschienene Diskussion vermag diese zum Teil klären (NILSEN 1980, WALKER 1980, NORMARK 1980).

WALKER (1966a, 1975a/b, 1976, 1977, 1978) untersuchte fossile, resedimentierte Konglomerate und entwickelte dafür ein Fächermodell. In diesem sind sowohl Vorstellungen integriert, die von Untersuchungen rezenter Fächer (NORMARK 1970) stammen, als auch solche, die in fossilen Fächern entwickelt wurden (MUTTI & RICCI LUCCHI 1972, u. a.).

WALKERS Modell ist sehr allgemein und kann nicht unmittelbar auf andere Verhältnisse übertragen und angewandt werden. Wir können zwar einzelne Fazies-Assoziationen bestimmten Fächerbereichen zuordnen, doch die ganze Abfolge der Gonfolite-Gruppe lässt sich nicht in ein spezifisches Fächermodell einordnen. Das mag zum einen daran liegen, dass wir nur über einen Schnitt durch den Sedimentkörper quer zur Transportrichtung verfügen und dass die begrenzte Anzahl biostratigraphischer Daten nur eine beschränkte Rekonstruktion der Entwicklung in Raum und Zeit erlaubt. Zum anderen können die Faktoren, die schliesslich die Ausbildung eines Fächers bestimmen, stark variieren. Diese Faktoren sind vor allem (NORMARK 1970): Korngrössen-Population des Ausgangsmaterials, Sedimentationsrate, Topographie des Meeresbodens, Form und Begrenzung des Meeresbeckens und Meeresspiegel-Schwankungen.

Die Basis der Gonfolite-Gruppe bildet die Chiasso-Formation. Sie wurde im vorhergehenden Kapitel als «slope»- bzw. «base of slope»-Ablagerung interpretiert. Ihre unterschiedliche Mächtigkeit (300 m bei Bernate, Varese und Fornaci; 50 m bei Chiasso) und das schlagartige Einsetzen der Konglomerate über die ganze Breite des Gebietes könnten ein Indiz dafür sein, dass sich die Konglomerate der Como-Formation in ihre Unterlage erosiv eingeschnitten haben: Abgesehen von einigen kleineren, linsigen Einschaltungen von Konglomeraten in der Chiasso-Formation, setzen die Konglomerate der Como-Formation im Aufschlussbereich allerdings meist konkordant ein.

Die Konglomerate der Como-Formation und der Lucino-Formation haben wir als Ablagerung des oberen Fächers oder eines oder mehrerer Zubringerkanäle interpretiert. Im Ost-West-Schnitt weist der Sedimentkörper der Gonfolite-Gruppe die Form eines nach oben konvexen Kreissegmentes auf. Die Ost-West-Ausdehnung beträgt 50 km, in Nord-Süd-Richtung (parallel zur angenommenen Transportrichtung) mindestens 30 km. In den Bohrungen der AGIP sind auf der Höhe von Mailand keine grösseren Vorkommen von Konglomeraten mehr zu beobachten (AGIP, unpubl.; vgl. Kap. 4.2). Die Konglomerate werden ersetzt durch lithische Sandsteine mit toniger Matrix. In distaler Richtung gehen diese in Tone der Gallare-Gruppe über (RIZZINI & DONDI 1978).

Die Konglomeratkörper könnten durch sich verzweigende und lateral wandernde «depositional channels» (cf. NELSON & KULM 1973) aufgebaut worden sein. Die Kanäle waren dabei wahrscheinlich höher gelegen als das seitlich anschliessende «open fan»-Gebiet. Zwischen diesen konglomeratischen Körpern treten an deren seitlichen Rändern verschiedene kleinere Formationen und Formationsglieder mit feineren Sedimenten auf (Prestino-, Val Grande-Formation, Gioghi- und Cagno-Formationsglied).

Bei der Prestino- und Val Grande-Formation wissen wir nicht, ob es sich um zeitlich entsprechende, lateral aus den Konglomeraten hervorgehende Äquivalente, oder ob es sich um die distaleren Anteile eines jüngeren, superponierten Fächersystems handelt. Die Prestino-Formation folgt mit abruptem Übergang über der Como-Formation und ist seitlich (gegen W) mit der Val Grande-Formation verfingerter. Die Prestino-Formation beinhaltet vornehmlich hemipelagische Mergel und dünne, oft gerippte Sandstein-Turbidite. Die ganze Serie lässt sich als «open fan mudstone facies» mit «overbank turbidites» interpretieren.

Die Val Grande-Formation besteht aus progradierenden Sandstein-Loben, wie sie typisch für den «suprafan» im «middle fan»-Bereich eines submarinen Fächers sind (WALKER 1978). Diese Loben der Val Grande-Formation müssen jedoch nicht notwendigerweise im «middle fan» gelegen sein, sondern könnten ebenso gut noch im «upper fan» oder sogar im «canyon» selbst am Ende von kleineren Kanälen abgelagert worden sein (vgl. dazu JOHNSON & WALKER

1979). Beide Formationen lassen sich demnach als laterale Äquivalente der Konglomerate interpretieren.

In der hangenden Lucino-Formation sind wieder Konglomerate vorherrschend; sie wird deshalb als «upper fan»-Ablagerung interpretiert. Eingeschaltet sind zwei linsige Formationsglieder, das Montano- und das Gironico-Glied. Die darin enthaltenen Pelite und dünnen Sandsteine können wiederum als «interchannel deposits» angesprochen werden.

Wir haben oben erwähnt, dass die Abfolge der Lithologien in der Gonfolite-Gruppe eigentlich ungewöhnlich für einen Tiefsee-Fächer ist. Während viele fossile Flysch-Ablagerungen ein progradierendes System aufweisen («basin plain», «outer fan», «middle fan», «inner fan», «slope»), zeigt der Gonfolite-Fächer keine ähnliche Entwicklung. Über den «slope»- und/oder «base of slope»-Ablagerungen der Chiasso-Formation setzen unmittelbar mächtige «upper fan»- und/oder «canyon head»-Konglomerate der Como-Formation über die ganze Aufschlussbreite ein. Die Ablagerung mächtiger Konglomeratmassen des «upper fan» hält in der Gonfolite-Gruppe über das ganze Gebiet und bis in die jüngsten aufgeschlossenen Partien an. Unterbrochen wird sie lokal durch seitlich begrenzte Formationen und Formationsglieder mit feineren Sedimenten. Es scheint, dass diese Gebiete über eine gewisse Zeit von der Zufuhr von Konglomeraten abgeschnitten waren und es zur Ablagerung von «overbank deposits» und Sandsteinkörpern in der Front von Kanälen kam.

Im herausgehobenen Liefergebiet wurden grosse Mengen von Gesteinen abgetragen, durch Flüsse gerundet und gegen Süden an eine Küste transportiert, wo sie wahrscheinlich in Alluvialfächern oder Fan-Deltas vorerst abgelagert wurden. Warum sie in das vorgelagerte Becken weitertransportiert wurden, kann mehrere Gründe haben: Möglicherweise progradierten die Alluvialfächer über einen nur schmalen Schelf hinaus, und der Schutt wurde durch «gravity flows» weiter nach unten gebracht. Vielleicht wurde aber auch das auf dem «Schelf» liegende Erosionsmaterial während einer Meeresspiegel-Senkung nach und nach vom Schelf abgeräumt und gelangte so in grössere Tiefen. Es ist interessant, dass VAIL et al. (1977) eine globale Meeresspiegel-Senkung im Chattian rekonstruierten, die genau in die gleiche Foraminiferen-Zone (P21) fällt wie die Datierung der Chiasso-Formation. Es ist dies die grösste aller rekonstruierten Absenkungen seit der Trias; sie könnte ungefähr 350 m betragen haben (VAIL et al. 1977).

Zwar überlagerten sich während dieser Zeit am Südrand der paläogenen Alpen mit Sicherheit tektonische Bewegungen (siehe unten) und Meeresspiegel-Schwankungen, doch hätte eine solche negative Meeresspiegel-Schwankung sicher zu einer Erniedrigung der Erosionsbasis und zu einer Rejuvenierung des Reliefs beigetragen.

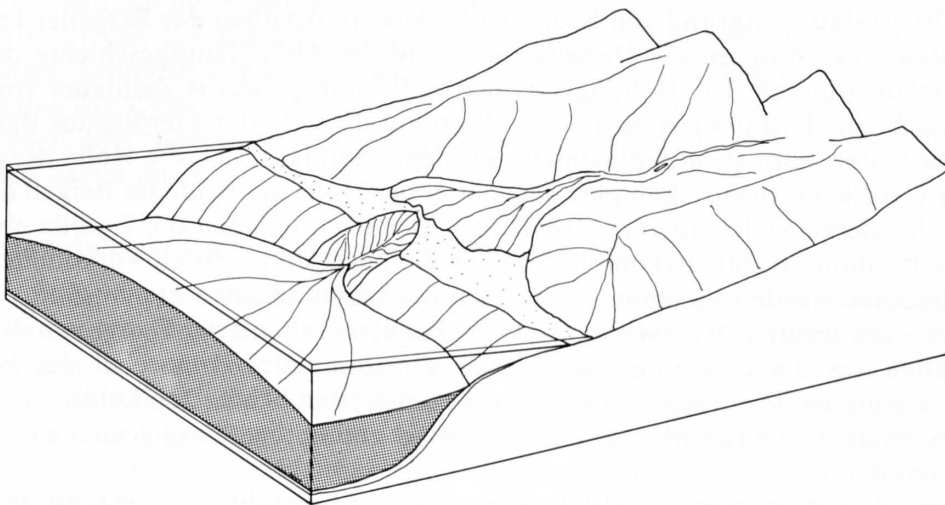


Fig. 89: Hypothetische Rekonstruktion des lombardischen Beckens zur Zeit des Unteren Miocaens.

Figur 89 zeigt eine hypothetische Rekonstruktion des Ablagerungsgebietes der Gonfolite-Gruppe zur Zeit des unteren bis mittleren Miocaens. Die Chiasso-Formation bedeckt den Hang und den Hangfuss als relativ dünne Sedimenthaut. Sie kleidet auch den eventuell vorhandenen Kanal aus, der zu einem früheren Zeitpunkt angelegt worden wäre. Auf die Problematik eines solchen Kanales wird in Kapitel 5.3 eingegangen. Der dargestellte Fluss aus dem Hinterland brachte gerundetes Erosionsmaterial mit sich und lagerte es vorerst in einem Alluvialfächer ab, der sich wahrscheinlich direkt ins Meer erstreckte. Von diesem Ort müssen die Schuttmassen in «gravity flows» den Hang hinunter in einem Kanal oder einem System von mehreren Kanälen weiter transportiert worden sein. Die oben erwähnte Meeresspiegel-Senkung im Chattian könnte dazu beigetragen haben, dass die Schuttmassen aus dem nun subaerischen Alluvialfächer und vom Küstenstreifen abgeräumt wurden. Am Fusse des Hanges wurden so ein oder mehrere, sich überlagernde Fächer aufgebaut (Fig. 89, mit Punktraster angegeben), die in der Ost-West-Richtung eine Ausdehnung von mindestens 50 km, in der Nord-Süd-Richtung von mindestens 30 km hatten.

Das Becken wies zur Zeit der Ablagerung der Chiasso-Formation eine Wassertiefe von 500–1000 m auf (RÖGL et al. 1975). Im folgenden muss sich das Becken rasch weiter abgesenkt haben, wurden doch etwa 3,6 km Sedimente abgelagert, ohne dass Anzeichen für eine Auffüllung des Beckens bestehen.

5.3 Die Gonfolite Lombarda und ihre Beziehung zur paläogenen Phase in den Alpen

Die diskordante Auflagerung und der «Molasse»-Charakter der Gonfolite-Gruppe werden traditionellerweise als Dokumente für die paläogene Phase in den Alpen gewertet. In der Tat fallen die Bildung der penninischen Decken und die Überdeckung des penninisch-helvetischen Raumes durch die ostalpinen Decken in die Zeitspanne vom Mitteleocaen bis Mitteloligocaen (LAUBSCHER 1970). Die Übereinanderstapelung von Decken und die anschliessende, etwas verzögerte Heraushebung wird auch nördlich der Alpen durch die Sedimentation von grobklastischen Erosionsprodukten angezeigt: Im Norden der Alpen wurden mehrere grosse, spätoligocaene Alluvialfächer der Unteren Süsswassermolasse abgelagert (TRÜMPY 1980), und in den internen Westalpen (Piemont) transgredierte mitteloligocaene Konglomerate und Sandsteine diskordant auf alpine Strukturen und metamorphe Gesteine (CAZZOLA et al. 1981).

Die alpine Geschichte während des Oligocaens wird weiter durch die postorogenen Intrusionen der Alpen illustriert: Nördlich der Insubrischen Linie durchschlug die Bergeller Intrusion ein bestehendes Deckengebäude. Nach WAGNER et al. (1979) fand diese Intrusion vor 30 my (Chattian) statt. Aufgrund von Spaltspuren-Alter in Apatiten der Bergeller Intrusionsgesteine konnten diese Autoren die Hebungsraten und die Abkühlungsgeschichte des Intrusivkomplexes rekonstruieren. Die Hebungsrate betrug 0,7 mm/y für die Zeitdauer von 22 my bis 13,5 my bevor heute. Extrapoliert man diesen Wert auf die datierten Gerölle aus Bergeller Granit, die in die Como-Formation sedimentiert wurden, dann lässt sich die Höhe der ehemaligen Position der Gerölle im Intrusivkomplex gegenüber der Höhe der heute im Bergell aufgeschlossenen Teile des Bergeller Komplexes abschätzen. Demnach nahmen die Gerölle eine um etwa 6 km höhere Position im Intrusivkomplex ein, als die heutigen höchsten Vorkommen. Seit dem obersten Oligocaen wurden also mindestens 6 km der ursprünglichen Mächtigkeit der Bergeller Intrusionsgesteine erodiert. WAGNER et al. (1979) konnten anhand der Daten von drei verschiedenen Geröllen aus der Como-Formation auch ein minimales Paläorelief des Bergells von 1800 m rekonstruieren. Das Dach der vor 30 my intrudierten Schmelzen kühlte in 7 my bis auf 120 Grad ab, erreichte die Oberfläche, wurde erodiert und in die oberoligocaene Como-Formation resedimentiert.

Schwieriger zu evaluieren sind die Beziehungen der Gonfolite zur Tektonik in den Südalpen selbst. Das Gebiet der Gonfolite-Gruppe nimmt eine Zwischenstellung ein, zwischen einem

von der paläogenen Deformation und Hebung betroffenen Gebiet im Norden und einem subsidezenten, von kompressiver Tektonik nicht unmittelbar betroffenen Gebiet unter der heutigen Poebene im Süden, wo in der Bohrung Malossa eine durchgehende marine Sedimentation vom Obereocaen bis ins Oberoligocaen angetroffen wurde (AGIP, unpubl.). In den Oberflächen-Aufschlüssen zwischen dem Lago Maggiore und Como sind keine Sedimente aus dem unteren Oligocaen bekannt. Es besteht eine Schichtlücke zwischen den obereocaenen bioklastischen, resedimentierten Kalken der Ternate-Formation und der ebenfalls marinen Chiasso-Formation. Die Chiasso-Formation liegt ausserdem mit einer Winkeldiskordanz auf einer unterschiedlich alten Unterlage (vgl. oben).

Bis anhin wurde die Auflagerung der Gonfolite-Gruppe auf ihre Unterlage als Folge einer prä-oberoligocaenen Faltungsphase gedeutet (CADISCH 1928, VONDERSCHMITT 1940). Mit der Interpretation der Konglomerate der Gonfolite-Gruppe als Ablagerung in einem submarinen Kanal oder des inneren Fächers ist die Auflagerung auf eine verschieden alte Unterlage auch als Produkt eines tief eingeschnittenen Kanales denkbar. Im folgenden möchten wir die beiden Möglichkeiten diskutieren:

a) Deutung der Auflagerung als Folge einer prä-oberoligocaenen Faltungsphase

Die beobachtete Winkeldiskordanz (durchschnittlich 10–20 Grad) an der Basis der Gonfolite-Gruppe kann durch eine leichte Faltung und/oder Kippung der Südalpen selbst erklärt werden. Diese Faltung wäre eine Art Vorlandfaltung in bezug auf das nördlich anschliessende paläogene Deckengebäude. Neben der Evidenz für eine paläogene Orogenese in den Zentralalpen gibt es in den Südalpen selbst Evidenz für Bewegungen, die älter als die Gonfolite-Sedimentation sind. Die nördlichen Bergamasker Alpen zeigen E–W streichende Falten und Überschiebungen (GAETANI & JADOUL 1979), für die zum Teil ein präeocaenes Alter gesichert ist: Im südlichen Adamello-Gebiet konnte BRACK (1981) zeigen, dass solche Strukturen sogar älter sind als eocaene Intrusionen des Adamello-Körpers. Weiterhin beobachtete VONDERSCHMITT (1940) in der südlichen Generoso-Masse Falten mit SE–NW streichenden Achsen, die wahrscheinlich früher angelegt wurden als die Ablagerung der Gonfolite. Für eine Emersion des Gebietes zwischen der Ablagerung der Ternate-Formation und der Chiasso-Formation haben wir zwar keinerlei Anzeichen, doch könnten diese Falten in ihrem Dach submarin erodiert worden sein, und so könnte eine prä-oberoligocaene Oberfläche entstanden sein, auf der unterschiedlich alte Horizonte aufgeschlossen waren. Wir möchten deshalb die Möglichkeit offenlassen, dass das Gebiet seit der Ablagerung der tiefermarinen, bis ins Obereocaen reichenden Ternate-Formation bis zur Sedimentation der ebenfalls tiefermarinen Chiasso-Formation ständig unter Wasser lag und es am Südrand der Alpen während Unter- und Mitteloligocaen keine Ablagerung, sondern nur Erosion gab. Die gut gerundeten Gerölle aus der Como-Formation, die von der Ternate-Formation stammen, zeigen uns aber, dass im nördlichen Einzugsgebiet jedenfalls zur Zeit der Ablagerung der Como-Formation noch Ternate-Formation subaerisch aufgeschlossen war und im Norden eine subaerische tektonische Phase zwischen Obereocaen und Oberoligocaen stattgefunden haben muss.

b) Deutung der Auflagerung als Folge einer submarinen Kanal-Erosion

Mit der Interpretation der Gonfolite-Gruppe als Ablagerung in einem submarinen Fächer liegt die Vermutung nahe, dass die Auflagerung auf verschieden alte Horizonte durch das erosive Einschneiden von «turbidity currents» und/oder «gravity flows» in einem submarinen Kanal entstanden ist. Die Dimensionen dieses Kanals sind ungefähr abzuschätzen: Die Breite wäre, gemessen vom Lago Maggiore bis in die Brianza, etwa 50 km. Die Tiefe des Kanals entspräche der stratigraphischen Mächtigkeit der erodierten Schichten. Diese beträgt vom Oberkreide-Flysch bis ins Dach des lombardischen Kieselkalkes rund 1000 m. NELSON & KULM (1973) zitieren rezente Kanäle mit ähnlichen Dimensionen. Diese Autoren bilden ein refle-

xionsseismisches Profil durch den Moresby-Channel ab, in dem die Erosion in die Kanalränder und die unregelmässige Topographie am Kanalboden gut zum Ausdruck kommt. KOMAR (1970) postulierte für die Entstehung des Cascadia-Channels am westlichen Kontinentalrand von Amerika die Aktivität von «turbidity currents», die genügend Kompetenz aufweisen, um Konglomerate zu transportieren und um sich in die Unterlage einzuschneiden.

Wir möchten aber zwei Punkte anführen, die gegen die zweite Deutung sprechen: 1. Während der aktiven Erosionsphase des Kanals sollte Material erodiert worden sein, das sich heute unter der Poebene in prä-oberoligocaenen Sedimenten befinden müsste. Dies ist uns aber aus den Bohrungen der AGIP nicht bekannt. 2. Die Ablagerung von «slope»- und/oder «base of slope»-Mergeln (Chiasso-Formation) auf dem Kanalboden, gefolgt von der Ablagerung der Konglomerate, erscheint uns eine ungewöhnliche Abfolge einer Kanalfüllung zu sein. Viel eher würde man die Konglomerate an der Basis erwarten, wo sie als «channal-lag» sedimentiert worden wären.

5.4 Schlussfolgerungen

1. Die grobklastischen Ablagerungen der Gonfolite-Gruppe reflektieren die paläogene Phase in den Zentralalpen.
2. Die Gonfolite-Gruppe liegt auf verschieden alter Unterlage. Diese Diskordanz kann einerseits durch eine prä-oberoligocaene Phase oder andererseits durch submarine Erosion (in einem «canyon») an der Basis entstanden sein. Die Anteile beider Prozesse sind schwer abzuschätzen.
3. Die Entwicklung des submarinen Fächers der Gonfolite-Gruppe lässt sich nicht mit dem klassischen Modell eines progradierenden Fächers vergleichen. Das Einsetzen der Konglomerat-Ablagerungen über den marinen Hang-Sedimenten der Chiasso-Formation ist auf eine starke Hebung des Hinterlandes, im Anschluss an die Übereinanderstapelung von penninischen und ostalpinen Decken, zurückzuführen. Superponiert könnte eine globale Meeresspiegel-Senkung im Chattian (VAIL et al. 1977) dazu beigetragen haben, dass die enormen Schuttmassen vom Küstenstreifen in ein tieferes Becken verfrachtet wurden. Wiederum sind die Anteile beider Prozesse schwer abzuschätzen.
4. Die tortone Phase in den Südalpen wird dokumentiert durch die Steilstellung der Gonfolite-Gruppe und die diskordante Auflagerung des Pontegana-Konglomerates (Messinian) und der marinen Pliocaen-Tone.

Tabelle 2: *Fundpunkte der Proben in Tabelle 1*

BG 236	Chiasso-Formation	Profil Rio della Maiocca
BG 239	Chiasso-Formation	Profil Rio della Maiocca
BG 253	Val Grande-Formation	Profil Renevorto
BG 255	Val Grande-Formation	Profil Renevorto
BG 257	Val Grande-Formation	Profil Ravona di sotto
BG 266	Val Grande-Formation	Profil Autostrada
BG 267	Val Grande-Formation	Profil Autostrada
BG 269	Val Grande-Formation	Profil Autostrada
BG 270	Val Grande-Formation	Profil Autostrada
BG 271	Val Grande-Formation	Val Grande 724'400/073'100
BG 273	Val Grande-Formation	Profil Val Grande 1
BG 278	Val Grande-Formation	Profil Val Grande 1
BG 282	Val Grande-Formation	Profil Val Grande 1
BG 284	Val Grande-Formation	Profil Val Grande 2
BG 285	Val Grande-Formation	Profil Val Grande 2
BG 286	Prestino-Formation	San Fermo della Battaglia 724'750/074'100
BG 290	Val Grande-Formation	Profil Cavallasca
BG 291	Val Grande-Formation	Profil Cavallasca
BG 294	Prestino-Formation	San Fermo d. Battaglia-Figino 724'720/073'500
BG 301	Lucino-Formation Montano-Formationsglied	723'500/072'400
BG 306	Lucino-Formation Gironico-Formationsglied	721'900/072'500
BG 307	Lucino-Formation	722'400/070'120
BG 310	Lucino-Formation	721'800/070'350
BG 311	Lucino-Formation	721'300/070'700
BG 312	Prestino-Formation	Brecciago-Fabbrica 726'300/072'800
BG 314	Lucino-Formation	721'050/071'200
BG 318	Chiasso-Formation	Tal Prella-Brusata 717'950/078'220
BG 319	Chiasso-Formation	Tal Prella-Brusata 718'100/077'900
BG 323	Como-Formation Gioghi-Formationsglied	400 m SE Cantello 713'650/075'100
BG 325	Como-Formation Gioghi-Formationsglied	Profil Rio dei Gioghi
BG 326	Como-Formation Gioghi-Formationsglied	Profil Rio dei Gioghi
BG 328	Como-Formation Cagno-Formationsglied	N Cagno 714'900/074'950
BG 331	Como-Formation Cagno-Formationsglied	S Molino Mazziolo 713'200/074'350
BG 333	Chiasso-Formation	Velone-Fluss, Varese 710'150/073'800
BG 335	Chiasso-Formation	Velone-Fluss, Varese 710'300/073'600
BG 338	Chiasso-Formation	Bernate 699'900/069'800

Zusammenfassung

Die Gonfolite Lombarda ist eine maximal 3,6 km mächtige, grobklastische Formationsgruppe von oberoligocaenem bis ?mittelmioocaenem Alter, die zwischen Lago Maggiore und der Brianza mit einer Winkeldiskordanz auf unterschiedlich alter Unterlage (unterer Jura bis Obereocaen) liegt.

Die Basis der Gonfolite-Gruppe bilden im ganzen Gebiet Mergel, Pelite und dünne turbiditische Sandsteine der Chiasso-Formation, die als «slope»- und/oder als «base of slope»-Ablagerungen interpretiert werden. Das Alter dieser Sedimente konnte anhand von Nannoplankton und planktonischen Foraminiferen als Chattian (NP24, P21) datiert werden, die benthonischen Foraminiferen deuten auf eine Wassertiefe von 500–1000 m (RÖGL et al. 1975). Die darüberfolgende Como-Formation besteht aus resedimentierten Konglomeraten, die im oberen Teil eines submarinen Fächers abgelagert wurden. Der Fächer misst in der Ost–West-Ausdehnung ca. 50 km; in der Richtung des angenommenen Transportes von Nord nach Süd keilen die Konglomerate nach 30 km aus. In die Como-Formation sind drei Formationsglieder (Castello, Gioghi und Cagno) eingeschaltet, die als «interchannel»-Sedimente interpretiert werden. Im Osten, in der Region Prestino–Camerlata, lagert über der Como-Formation eine mehrheitlich mergelig-pelitisches Serie, die Prestino-Formation, in der der Übergang vom obersten Chattian ins Aquitanian datiert werden konnte (RÖGL et al. 1975). Mit ihren dünnen, oft gerippten Sandstein-Turbiditen kann die Prestino-Formation als «interchannel»-Sediment angesehen werden. In der darauffolgenden Val Grande-Formation wechselt die Sedimentation zu einer mehrheitlich sandigen Abfolge, mit zum Teil kanalisierten progradierenden Sandstein-Loben, wie sie typisch für einen «middle fan»-Bereich sind. Wegen mangelhafter Aufschlüsse und fehlender biostratigraphischer Kontrolle ist es unmöglich zu entscheiden, ob die Prestino- und die Val Grande-Formation seitlich aus den Konglomeraten hervorgehen, oder ob es sich um ein jüngeres, superponiertes Fächersystem handelt. Die höchste aufgeschlossene Formation, die Lucino-Formation, besteht wiederum mehrheitlich aus Konglomeraten des oberen Fächers.

Die Komponenten der Konglomerate stammen von einem herausgehobenen Gebiet im Norden, wo eine prä-spätoligocaene Gebirgsbildung dokumentiert ist. In dieses penninisch/ostalpine Deckengebäude intrudierten granitoide Gesteine des Bergeller Komplexes (30 Mio. Jahre), von dem ebenfalls Erosionsprodukte in der Gonfolite-Gruppe zu finden sind.

Die Auflagerung der Gonfolite-Gruppe auf verschiedenen alte Horizonte kann auf zwei Arten oder einer Kombination davon gedeutet werden. Als eine erste mögliche Ursache könnten prä-spätoligocaene, möglicherweise submarin erfolgte, NNE–SSW streichende Faltungen in Frage kommen, die zum Teil erodiert und durch die Chiasso-Formation eingedeckt wurden. Als zweite Möglichkeit käme die Erosion eines submarinen Kanals auf verschiedenen tiefe Horizonte in Frage, an dessen Ende die Gonfolite-Gruppe als Füllung abgelagert wurde.

Für die Annahme, dass die prä-spätoligocaene Gebirgsbildung bis in die lombardischen Südalpen gewirkt hat, spricht die Intrusion des eocaenen Adamello-Komplexes in präexistente Strukturen (BRACK 1981). Im südlich vorgelagerten Becken herrschten hingegen vom späten Eocaen bis ins späte Oligocaen tiefermarine Verhältnisse, wie wir aus einer Bohrung östlich von Mailand (Malossa) ersehen können.

Abstract

In the Southern Alps, between Lago Maggiore in the west and the Brianza area in the east, a 3.6 km thick, coarse-clastic deposit, the Gonfolite Lombarda or Gonfolite Group of Late Oligocene to Middle Miocene age has been studied mainly by facies analysis.

The Gonfolite Group unconformably overlies the Lower Jurassic to Upper Eocene pre-orogenic sequences of the Southern Alps. The Chiasso Formation at the base of the Gonfolite Group consists of marls and thin, fine-grained turbidites; it has been dated as Late Oligocene (Chattian, RÖGL et al. 1975) and is interpreted as slope or base-of-slope sediment. The overlying Como Formation comprises up to 2000 m of conglomerates, deposited by gravity mass-flows. Interspersed are remnants of interchannel-deposits. In the eastern part of the area investigated, we could define two formations resting on the Como Formation: the Prestino and the Val Grande Formation. These may represent either lateral equivalents of the conglomerates or a younger, superimposed fan-system. Marls and thin-bedded turbidites of an interpreted inter-channel environment are typical for the Prestino Formation. The Val Grande Formation is represented by prograding sandstone lobes, typical for middle-fan deposition. The uppermost formation, the Lucino Formation, consists again of conglomerates, probably deposited in an upper-fan environment.

The whole sequence of the Gonfolite Group represents an upper submarine fan deposit, measuring about 50 km in west-east and at least 30 km in north-south direction.

The pebbles of the conglomerates are derived from an uplifted area to the north, where thrust sheets of Austroalpine and Penninic origin were stacked during a pre-Late Oligocene phase. This edifice of nappes was intruded by the Bregaglia granitoids in Late Oligocene time. Boulders of Austroalpine, Penninic and Bregaglia origin were transported by rivers to the south and deposited in alluvial fans or fan deltas along the border of the Lombardian Basin before being dumped into the submarine fan by gravity mass-flows.

The unconformity at the base of the Gonfolite Group may be interpreted in two ways or a combination of both: It could be a structural unconformity caused by pre-Late Oligocene folding of the area followed by submarine erosion and deposition of the marly Chiasso Formation. Alternatively, the Gonfolite Group could represent the filling of a submarine canyon which was eroded into the pre-Oligocene substratum.

Riassunto

Nel presente lavoro vengono presentati i risultati dello studio, principalmente basato su analisi di facies, di un deposito clastico grossolano spesso 3,6 km, noto come Gonfolite Lombarda o Gruppo di Gonfolite (Oligocene superiore – Miocene medio) e ubicato nelle Alpi Meridionali, tra la Brianza e il Lago Maggiore.

Il Gruppo di Gonfolite ricopre in modo discordante le sequenze pre-orogeniche delle Alpi Meridionali, dal Giurassico inferiore all'Eocene superiore. La Formazione di Chiasso, alla base del Gruppo di Gonfolite, costituita da marne e sottili straterelli torbiditici a granulometria fine, è stata datata Oligocene superiore (Cattiano, RÖGL et al. 1975) e viene interpretata come deposito di scarpata o di base di scarpata. La sovrastante Formazione di Como è costituita da 2000 m di conglomerati depositati per flusso di massa gravitativo. Localmente si osservano resti di depositi di aree intercanali. Nella parte orientale dell'area studiata possono essere distinte due formazioni poggianti sulla Formazione di Como: la Formazione di Prestino e la Formazione di Val Grande. Le suddette formazioni possono rappresentare sia equivalenti laterali dei conglomerati, sia un sistema più giovane di conoide sovrainposto. La Formazione di Prestino è caratterizzata da marne e straterelli torbiditici, tipici di un ambiente di intercanale. La Formazione di Val Grande è formata da lobi arenacei, tipici di un deposito di conoide intermedia. La formazione più alta, Formazione di Lucino, consiste ancora di conglomerati, probabilmente depositi in un ambiente di conoide superiore.

L'intera sequenza del Gruppo di Gonfolite rappresenta un deposito di conoide superiore sottomarina che si sviluppa per circa 50 km in direzione est-ovest e almeno 30 km in direzione nord-sud.

I ciottoli dei conglomerati derivano da una zona sollevata, in cui le falde di ricoprimento, di origine austroalpina e penninica, furono ammassate in una fase pre-oligocenica.

Questo edificio di falde venne intruso dal granitoide di Bregaglia nell'Oligocene superiore. Clasti di origine austroalpina, penninica e di Bregaglia vennero trasportati verso sud dai fiumi e qui depositati in conoidi alluvionali o in conoidi di delta, lungo il bordo del Bacino Lombardo, prima di essere scaricati in una conoide sottomarina per flusso di massa gravitativo.

La discordanza alla base del Gruppo di Gonfolite può essere interpretata in due modi distinti o in una combinazione di essi: potrebbe essere una discordanza strutturale causata da un piegamento della zona antecedente all'Oligocene superiore, seguito poi da erosione sottomarina e dalla sedimentazione della Formazione marnosa di Chiasso, oppure il Gruppo di Gonfolite potrebbe rappresentare il riempimento di un canyon sottomarino eroso nel substrato pre-oligocenico.

Literaturverzeichnis

- AGIP (1977): *Temperature sotterranee*. – Milano.
- BAGNOLD, R. A. (1954): *Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear*. – Proc. r. Soc. London (A), 225, 49–63.
- (1956): *The flow of cohesionless grains in fluids*. – Phil. Trans. r. Soc. London (A), 249, 235–297.
- BERNOULLI, D. (1964): *Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 118.
- (1980): *Ternate Formation, a Late Eocene bioclastic submarine fan*. – In: TRÜMPY, R. (Ed.): *Geology of Switzerland, a guidebook. Part B: Geological Excursions* (p. 204–205). – Schweiz. geol. Komm. (Wepf, Basel / New York).
- BICHSEL, M. & HÄRING, M. (1981): *Facies evolution of Late Cretaceous Flysch in Lombardy (northern Italy)*. – Eclogae geol. Helv. 74/2, 383–420.
- BINI, A., CITA, M. B. & GAETANI, M. (1978): *Southern Alpine lakes – Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment*. – Marine Geol. 27/3–4, 271–288.
- BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of some Flysch deposits*. – Elsevier, Amsterdam.
- BRACK, P. (1981): *Structures in the southwestern border of the Adamello intrusion (Alpi Bresciane, Italy)*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 61/1, 37–50.
- CADISCH, J. (1928): *Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation*. – Geol. Rdsch. 19/2, 105–119.
- CASTELLARIN, A. (1972): *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra «Piattaforma Veneta» e «Bacino Lombardo» a nord di Riva del Garda*. – G. Geol. (2), 38/1, 11–212.
- CASTELLARIN, A. & CITA, M. B. (1970): *Gruppo del Monte Baldo*. – Stud. illustr. Carta geol. Ital., Formazioni geol. 4, 3–6.
- CAZZOLA, C., FONNESU, F., MUTTI, E., RAMPONE, G., SONNINO, M. & VIGNA, B. (1981): *Geometry and facies of small, fault-controlled deep-sea fan systems in a transgressive depositional setting (Tertiary Piedmont Basin, Northwestern Italy)*. – In: RICCI LUCCHI, F. (Ed.): *2nd European Regional Meeting, Excursion guidebook* (p. 7–53). – Int. Assoc. Sedimentologists, Bologna.
- CHELUSI, I. (1903): *Sulla natura e sulla origine del conglomerato di Como*. – Atti Soc. ital. Sci. nat. 42, 1–20.
- CITA, M. B. (1949): *L'affioramento neocretaceo di Sirmione e la sua microfauna*. – Riv. ital. Paleont. (Stratigr.) 55/4, 121–134.
- (1954): *Studi stratigrafici sul Terziario subalpino lombardo. Nota III, Parte II: Osservazioni micropaleontologiche su alcuni campioni raccolti nei conglomerati terziari del Bresciano*. – Riv. ital. Paleont. (Stratigr.) 60/4, 213–219.
- (1955): *Studi stratigrafici sul Terziario subalpino lombardo. Nota V: Paleogeografia del Terziario nella regione Gardesana*. – Riv. ital. Paleont. (Stratigr.) 61/3, 137–161.
- (1957): *Studi stratigrafici sul Terziario subalpino lombardo. Nota VIII: Sintesi stratigrafica della «Gonfolite»*. – Riv. ital. Paleont. (Stratigr.) 63/2–3, 79–157.
- CONSONNI, E. (1953): *Studi stratigrafici sul Terziario subalpino lombardo. Nota II: La formazione gonfolitica della Brianza tra Romano e Naresso*. – Riv. ital. Paleont. (Stratigr.) 59/4, 173–194.
- CORTI, B. (1896): *Appunti di paleontologia sul Miocene dei dintorni di Como*. – Rend. r. Ist. lomb. Sci. Lett. (2), 29/11–12, 622–628.
- CRIMES, T. P., GOLDRING, R., HOMEWOOD, P., STUIJVENBERG, J. & WINKLER, W. (1981): *Trace fossil assemblages of deep-sea fan deposits, Gurnigel and Schlieren flysch (Cretaceous–Eocene), Switzerland*. – Eclogae geol. Helv. 74/3, 953–995.
- CURIONI, G. (1844): *Notizie naturali e civili della Lombardia*. – Milano.
- (1877): *Geologia applicata delle Provincie lombarde*. – Hoepli, Milano.
- DAL PIAZ, G. B. (1929): *Nuove osservazioni sull'Oligocene italiano*. – Rend. r. Accad. Lincei (6), 9/10, 910–913.
- DALY, R. A. (1936): *The origin of submarine canyons*. – Amer. J. Sci. 31, 410–420.
- DAVIES, I. C. & WALKER, R. G. (1974): *Transport and deposition of resedimented conglomerates: The Cap Enragé Formation, Cambro-Ordovician, Gaspé, Quebec*. – J. sediment. Petrol. 44/4, 1200–1216.
- FINCKH, P. G. (1978): *Are southern Alpine lakes former Messinian canyons? – Geophysical evidence for preglacial erosion in the southern Alpine lakes*. – Marine Geol. 27/3–4, 289–302.
- FIorentini, M. (1957): *Rapporti di giacitura della Gonfolite di Como sul substrato mesozoico di Monte Olimpino (Como)*. – Atti Soc. ital. Sci. nat. 96/1–2, 98–107.
- FISHER, R. V. & MATTINSON, J. M. (1968): *Wheeler Gorge turbidite-conglomerate series, California, inverse grading*. – J. sediment. Petrol. 38/4, 1013–1023.
- GAETANI, M. & JADOUL, F. (1979): *The structure of the Bergamasco Alps*. – Atti Accad. naz. Lincei, Rend. Cl. Sci. fis. mat. nat. (8), 66/5, 413–416.
- GROPPI, G., MUZZIN, A. & VAGHI, G. (1976): *Erdölfeld Malossa: Die erste Kohlenwasserstoffgewinnung aus dem tiefen Mesozoikum unter der Poebene* (4. gemeins. Tag. österr. Ges. Erdölwiss. u. dtsh. Ges. Mineralölwiss. Kohlenchem., 4.–6. Okt. 1976, Salzburg). – Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochem., Comp. 76/77, 50–74.

- GRÜNENFELDER, M. & STERN, T. W. (1960): *Das Zirkon-Alter des Bergeller Massivs*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 40/2, 253–259.
- GUERRERA, F. (1979): *Stratigrafia e sedimentologia dei livelli «tripolacei» del Miocene inferiore–medio appenninico*. – Boll. Serv. geol. Ital. 99, 233–262.
- GULSON, B. L. & KROGH, T. E. (1973): *Old lead components in the young Bergell Massif, South-East Swiss Alps*. – Contr. Mineral. Petrol. 40, 239–252.
- HAGN, H. (1956): *Geologische und paläontologische Untersuchungen im Tertiär des Monte Brione und seiner Umgebung (Gardasee, Ober-Italien)*. – Palaeontographica (A), 107, 67–210.
- HAMPTON, M. A. (1972): *The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents*. – J. sediment. Petrol. 42/4, 775–793.
- (1975): *Competence of fine-grained debris flows*. – J. sediment. Petrol. 45/4, 834–844.
- HÄRING, M. O. (1980): *Sedimentologie des lombardischen Oberkreideflysches zwischen dem Lago Maggiore und Lecco*. – Diss. Univ. Basel.
- HARMS, J. C. & FAHNESTOCK, R. K. (1965): *Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande)*. – In: MIDDLETON, G. V. (Ed.): *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 12, 84–115.
- HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B., SPEARING, D. R. & WALKER, R. G. (1975): *Chapter 7: Conglomerate sedimentary structures and facies models*. – In: *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences* (p. 133–161). – Soc. econ. Paleont. Mineral., Short course 2, Dallas 1975.
- HEEZEN, B. C. & EWING, M. (1952): *Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake*. – Amer. J. Sci. 250, 849–873.
- HEIM, A. (1906): *Ein Profil am Südrand der Alpen: Der Pliocaenifjord der Breggiaschlucht*. – Vjsch. natf. Ges. Zürich, 51/15, 1–49.
- HERB, R. (1976): *Das Alter der eozänen Sedimente im südwestlichen Varesotto*. – Eclogae geol. Helv. 69/3, 921–925.
- INGERSOLL, R. V. (1978): *Submarine fan facies of the upper Cretaceous Great Valley Sequence, Northern and Central California*. – Sediment. Geol. 21/3, 205–230.
- JACKA, A. D., BECK, R. H., ST. GERMAIN, L. C. & HARRISON, S. G. (1968): *Permian deep-sea fans of the Delaware Mountain Group (Guadalupian), Delaware Basin*. – In: *Guadalupian Facies, Apache Mountain area, West Texas* (p. 49–90). – Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral., Permian Basin Section 68–II.
- JÄGER, E. (1973): *Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung*. – Eclogae geol. Helv. 66/1, 11–21.
- JOHNSON, A. M. (1970): *Physical processes in Geology*. – Freeman & Cooper, San Francisco.
- JOHNSON, A. M. & WALKER, R. G. (1979): *Paleocurrents and depositional environments of deep-water conglomerates in the Cambro-Ordovician Cap Enragé Formation, Quebec Appalachians*. – Canad. J. Earth Sci. 16/7, 1375–1387.
- KLEBOTH, P. (1982): *Stratigraphie und Sedimentologie der höheren Oberkreide und des Alttertiärs der Brianza, Como*. – Mem. Sci. geol. (Padova) 35, 213–292.
- KOMAR, P. D. (1970): *The competence of turbidity current flow*. – Bull. geol. Soc. Amer. 81/5, 1555–1562.
- KUENEN, PH. H. (1950): *Turbidity currents of high density*. – Rep. 18th int. geol. Congr. London, pt. 8, 44–52.
- KUENEN, PH. H. & MIGLIORINI, C. I. (1950): *Turbidity currents as a cause of graded bedding*. – J. Geol. 58/1, 91–127.
- KUHN-SCHNYDER, E. & VONDERSCMITT, L. (1954): *Geologische und paläontologische Probleme des Südtessins*. – Eclogae geol. Helv. 46/2 (1953), 223–236.
- LAUBSCHER, H. (1970): *Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 50, 565–596.
- LONGO, V. (1968): *Geologie und Stratigraphie des Gebietes zwischen Chiasso und Varese*. – Diss. Univ. Zürich.
- LOWE, D. R. (1976a): *Grain flow and grain flow deposits*. – J. sediment. Petrol. 46/1, 188–199.
- (1976b): *Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits*. – Sedimentology 23/3, 285–308.
- (1979): *Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits*. – In: *Geology of continental slopes*. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 27, 75–82.
- MARIANI, E. (1887): *La molassa miocenica di Varano*. – Atti Soc. ital. Sci. nat. 30, 193–211.
- MASSARI, F. & MEDIZZA, F. (1973): *Stratigrafia e paleogeografia del Campaniano–Maastrichtiano nelle Alpi Meridionali*. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 28, 1–62.
- MIDDLETON, G. V. (1966a): *Small scale models of turbidity currents and the criterion for autosuspension*. – J. sediment. Petrol. 36/1, 202–208.
- (1966b): *Experiments on density and turbidity currents. I.: Motion of the head*. – Canad. J. Earth Sci. 3, 523–546.
- (1967): *Experiments on density and turbidity currents. III.: Deposition of sediment*. – Canad. J. Earth Sci. 4, 475–505.
- (1969): *Turbidity currents and grain flows and other mass movements down slopes*. – In: *The new concepts of continental margin sedimentation*. – Amer. geol. Inst. Washington. Short course lecture notes, GM A1–B14.
- MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. A. (1973): *Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition*. – In: MIDDLETON, G. V. & BOUMA, A. H. (Ed.): *Turbidites and deep-water sedimentation* (p. 1–38). – Soc. econ. Paleont. Mineral. (pac. Sect.), short course Anaheim.
- MUTTI, E. (1977): *Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain)*. – Sedimentology, 24/1, 107–131.
- (1979): *Turbidites et cônes sous-marins profonds*. – In: HOMEWOOD, P. (Ed.): *Sédimentation détritique* (p. 353–419). – 3^e cycle Romand en Sciences de la Terre, Fribourg.

- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972): *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: Introduzione all'analisi di facies*. – Mem. Soc. geol. ital. 11, 161–199.
- (1975): *Turbidite facies and facies associations*. – In: MUTTI, E., PAREA, G. C., RICCI LUCCHI, F., SAGRI, M., ZANZUCCHI, G., GHIBAUDO, G. & IACCARINO, S.: *Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines* (p. 21–36). – Guide of excursions 11, IXth int. Congr. Sedimentol. Nice 1975.
- NAGTEGAAL, P. J. C. (1978): *Sandstone-framework instability as a function of burial diagenesis*. – J. geol. Soc. (London) 135/1, 101–105.
- NELSON, C. H. & KULM, L. D. (1973): *Submarine fans and deep-sea channels*. – In: MIDDLETON, G. V. & BOUMA, A. H. (Ed.): *Turbidites and deep-water sedimentation, short course Anaheim* (p. 39–78). – Soc. econ. Paleont. Mineral. (pac. Sect.), Los Angeles.
- NEMEC, W., POREBSKI, S. J. & STEEL, R. J. (1980): *Texture and structure of resedimented conglomerates: examples from Książ Formation (Famenian-Tournaisian), southwestern Poland*. – Sedimentology 27/5, 519–558.
- NILSEN, T. H. (1980): *Modern and ancient submarine fans: Discussion of papers by R. G. Walker and W. R. Normark*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 64/7, 1094–1112.
- NORMARK, W. R. (1970): *Growth pattern of deep-sea fans*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 54/11, 2170–2195.
- (1978): *Fan valley, channels and depositional lobes on modern submarine fans: Characters for recognition of sandy turbidite environments*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 62/6, 912–931.
- (1980): *Modern and ancient submarine fans: Reply*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 64/7, 1108–1112.
- NORMARK, W. R., PIPER, D. J. W. & HESS, G. R. (1979): *Distributary channels, sand lobes and mesotopography of Navy submarine fan, California Borderland, with application to ancient fan sediments*. – Sedimentology 26/6, 749–774.
- NOVBAKHT, K. (1973): *Zur Sedimentologie und Geochemie der Kreide/Tertiär-Grenze zwischen Garda-See und Schio*. – Diss. Univ. Basel.
- PFISTER, M. (1921): *Stratigraphie von Tertiär und Quartär am Südfuss der Alpen mit spezieller Berücksichtigung der miocaenen Nagelfluh*. – Diss. Univ. Zürich.
- PIERI, M. & GROPPi, G. (1981): *Subsurface geological structure of the Po Plain*. – Progetto finalizzato geodinamica / Sottoprogetto «Modello strutturale». Pubbl. Cons. naz. Ric. 414.
- PIPER, D. J. W. (1970): *Transport and deposition of Holocene sediment on La Jolla deep-sea fan, California*. – Marine Geol. 8/3–4, 211–227.
- PLIČKA, M. (1970): *Zoophycos and similar fossils*. – In: CRIMES, T. P. & HARPER, J. C. (Ed.): *Trace fossils* (p. 361–370). – Geol. J., spec. Issue 3 (Seel House Press, Liverpool).
- PORTIS, A. (1899): *Avanzi di tragulidi oligocenici nell'Italia settentrionale*. – Boll. Soc. geol. ital. 28/1, 4–14.
- PREMOLI SILVA, I. & LUTERBACHER, H. (1966): *The Cretaceous-Tertiary boundary in the southern Alps (Italy)*. – Riv. ital. Paleont. (Stratigr.) 72/4, 1183–1266.
- REES, A. I. (1968): *The production of preferred orientation in a concentrated dispersion of elongated and flattened grains*. – J. Geol. 76/4, 457–465.
- RIZZINI, A. & DONDI, L. (1978): *Erosional surface of Messinian age in the subsurface of the Lombardian Plain (Italy)*. – Marine Geol. 27/3–4, 303–325.
- RÖGL, F., CITA, M. B., MÜLLER, C. & HOCHULI, P. (1975): *Biochronology of conglomerate bearing Molasse sediments near Como (Italy)*. – Riv. ital. Paleont. (Stratigr.) 81/1, 57–88.
- RUPKE, N. A. (1978): *Deep-clastic seas*. – In: READING, H. G. (Ed.): *Sedimentary environments and facies* (p. 372–415). – Blackwell Scientific Publications, Oxford etc.
- SALMOJRAGHI, F. (1882): *Alcune osservazioni geologiche sui dintorni del lago di Comabbio*. – Atti Soc. ital. Sci. nat. 25, 268–290.
- SANTINI, L. (1956): *Studi stratigrafici sul Terziario subalpino lombardo. Nota VII: Studio stratigrafico e micropaleontologico delle formazioni marnoso-arenaceo della Gonfolite di Como*. – Riv. ital. Paleont. (Stratigr.) 62/4, 239–265.
- SCOTT, K. M. (1966): *Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence, Palagonian Andes, southern Chile*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 52/1, 72–107.
- SENN, A. (1924): *Beiträge zur Geologie des Alpensüdlandes zwischen Mendrisio und Varese*. – Eclogae geol. Helv. 18/4, 552–632.
- SORDELLI, M. F. (1896): *Flora fossile insubrica. Studi sulla vegetazione di Lombardia durante i tempi geologici*. – Tip. Clochiati, Milano.
- STANLEY, D. J., PALMER, H. D. & DILL, R. F. (1978): *Coarse sediment transport by mass flow and turbidity current processes and downslope transformations in Annot Sandstone canyon-fan valley systems*. – In: STANLEY, D. J. & KELLING, G. (Ed.): *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches* (p. 85–115). – Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg/Pa.
- STEVENS, G. R. (1968): *The Amuri furoid*. – New Zealand J. Geol. Geophys. 11, 253.
- STOPPANI, A. (1857): *Studi geologici e paleontologici sulla Lombardia*. – Tip. Turati, Milano.
- TRÜMPY, R. (1980): *Geology of Switzerland, a guide-book. Part A: An outline of the geology of Switzerland* (p. 1–104). – Schweiz. geol. Komm. (Wepf, Basel / New York).
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. jr. & THOMPSON, S. III (1977): *Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4: Global cycles of relative changes of sea level*. – In: PAYTON, C. H. E. (Ed.): *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. 26, 83–97.
- VECCHIA, O. (1954): *Studi stratigrafici sul Terziario subalpino lombardo. Nota III, parte 1: Nuove osservazioni sui conglomerati terziari dei colli tra Brescia e l'Oglio*. – Riv. ital. Paleont. (Stratigr.) 60/4, 205–212.

- VENZO, S. (1934): *Il Neogene del Trentino, del Veronese occidentale e del Bresciano*. – Mem. Mus. Stor. nat. Ven. Trident. 2/2, 111–207.
- VILLA, A. & G. B. (1878): *Cenni geologici sul distretto di Oggiono*. – Il Politecnico 26.
- VILLA, F. (1955): *Studi stratigrafici sul Terziario subalpino lombardo*. Nota IV: *Gli affioramenti terziari a sud del Lago di Varese*. – Riv. ital. Paleont. (Stratigr.) 61/2, 66–92.
- VONDERSCHMITT, L. (1940): *Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den Süd-Tessin*. – Eclogae geol. Helv. 33/2, 205–219.
- WAGNER, G. A., MILLER, D. S. & JÄGER, E. (1979): *Fission track ages on apatite of Bergell rocks from Central Alps and Bergell boulders in Oligocene sediments*. – Earth and planet. Sci. Lett. 45, 355–360.
- WALKER, R. G. (1966 a): *Shale Grit and Gritslow Shales: Transition from turbidite to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of northern England*. – J. sediment. Petrol. 36/1, 90–114.
- (1966 b): *Deep channels in turbidite bearing formations*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 50/9, 1899–1917.
- (1967): *Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments*. – J. sediment. Petrol. 37/1, 25–43.
- (1975 a): *Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbiditic association*. – Bull. geol. Soc. Amer. 86/6, 737–748.
- (1975 b): *Nested submarine-fan channels in the Capistrano Formation, San Clemente, California*. – Bull. geol. Soc. Amer. 86/7, 915–924.
- (1976): *Facies models*. – 2.: *Turbidites and associated coarse clastic deposits*. – Geoscience Canada 3/1, 25–36.
- (1977): *Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in south-western Oregon*. – Bull. geol. Soc. Amer. 88/2, 273–285.
- (1978): *Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for stratigraphic traps*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 62/2, 932–966.
- (1980): *Modern and ancient submarine fans: Reply*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 64/7, 1101–1108.
- WALKER, R. G. & MUTTI, E. (1973): *Turbidite facies and facies associations*. – In: MIDDLETON, G. V. & BOUMA, A. H. (Ed.): *Turbidites and deep-water sedimentation* (p. 119–157). – Soc. econ. Paleont. Mineral. (pac. Sect.), short course Anaheim.
- ZINONI, A. (1951): *L'Oligocene ed il Miocene dei dintorni di Manerba (Lago di Garda)*. – Riv. ital. Paleont. (Stratigr.) 57/1, 5–17.

Kartenverzeichnis

Topographische Karten

- | | |
|------------------------------------|---|
| <i>Carta d'Italia 1:25 000</i> | <i>Landeskarte der Schweiz 1:25 000</i> |
| – Foglio 32/111–NO Lurate Caccivio | – Blatt 1373 Mendrisio |
| – Foglio 32/111–NE Como | – Blatt 1374 Como |
| – Foglio 31/11–NO Varese | |
| – Foglio 31/11–NE Malnate | <i>Landeskarte der Schweiz 1:50 000</i> |
| | – Blatt 296 Chiasso |
| | – Blatt 297 Como |

Geologische Karten

- Carta geologica d'Italia 1:100 000* (Servizio Geologico d'Italia, Roma)
- Foglio 31 Varese
- Foglio 32 Como
- Manuskriptkarte des Gebietes zwischen Varese und Como*
- Originalkartierung 1:25 000 zur Dissertation von V. LONGO (1968) (deponiert bei der Schweizerischen Geologischen Kommission, Basel)