

Beckenfazies des unteren und mittleren Trias

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **70 (1977)**

Heft 2

PDF erstellt am: **24.04.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

D – Typ Gozzano

Ziegelrote oder helle Biokalkarenite bis Litharenite der Lias-Basis von Gozzano und dolomitische Sandsteine vom Monte Fenera. Biostratigraphische Daten: vgl. SACCHI-VIALLI & CANTALUPPI 1967; MONTANARI 1969. Von den bis anhin geschilderten Typen unterscheidet sich Typ *D* durch seinen echten Transgressionscharakter: Er deckt eine emergierte Landfläche ein. Dabei widerspiegelt sich das Substrat in den Komponenten der Gesteine: Quarz und Rhyolith in Gozzano (vgl. Tf. 3, Fig. 4), zusätzlich Dolomit am Monte Fenera. Auf die fazielle Ähnlichkeit und die analoge stratigraphische Stellung der Gesteine vom Monte Fenera und der Gegend von Saltrio-Viggiù machte schon KAECH (1903) aufmerksam; BERNOULLI (1964) verglich die Serien von Gozzano mit denjenigen von Arzo.

Wir verzichten hier auf eine detaillierte mikrofazielle Beschreibung und verweisen diesbezüglich auf MONTANARI (1969).

Sedimentstrukturen und Lithotypen der unterliasischen Ablagerungen auf der Schwelle von Gozzano erinnern an die litho-/biohermalen Bildungen vom Typ Broccatello d'Arzo.

Beckenfazies des unteren und mittleren Lias

Monotone Fazies und ungewöhnlich grosse Mächtigkeiten kennzeichnen die unter- und mittelliasischen Kieselkalke als Beckensediment. Die Kieselkalke stellen im allgemeinen die mächtigste Serie in der jurassischen Schichtreihe der Lombardei dar.

Lithofazies

Unregelmässig gebankte, blaugraue, harte *Spiculite* (>25% Spongien-Skleren) und untergeordnet spiculitische Kalke (10–25% Spongien-Skleren) mit lagigen und knolligen Hornsteinen stellen die dominierende Lithofazies im unteren Lias dar (vgl. Tf. 3, Fig. 2). Der Karbonatgehalt variiert zwischen 10% und 70%. Tonminerale

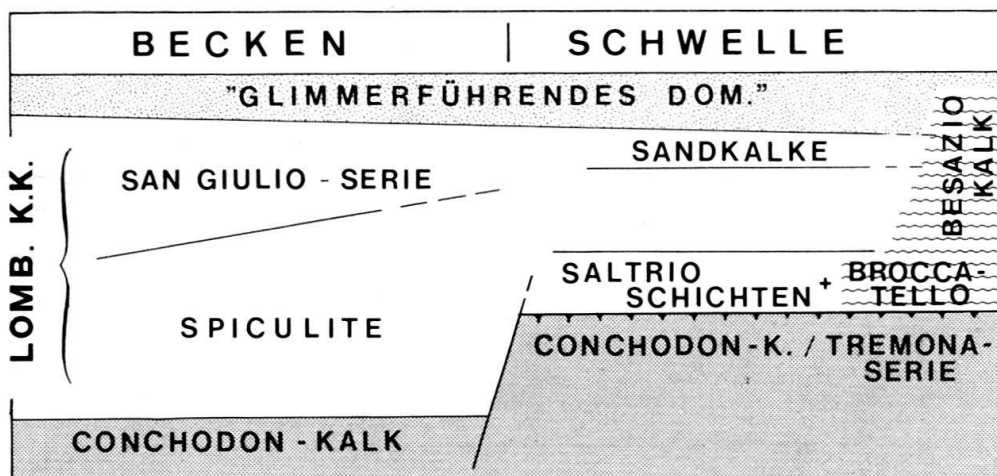


Fig. 3. Schematische Gliederung des lombardischen Kieselkalkes in der Westlombardei (Monte Nudo-Becken, Arbostora-Schwelle).

und organisches Material sind zu variablen Prozentanteilen, authigene Pyrit-Framboide und Fe-Oxide (-Hydroxide) akzessorisch vertreten. Die primäre Ablagerungsstruktur der Biomikrite ist häufig durch syngenetische und/oder diagenetische Prozesse (Bioturbation, differentielle Kompaktion, Replacement-Phänomene) verwischt oder vollständig zerstört. Zwischen laminierten Fazies, deren Gefüge wir als primär deuten, und umtexturierten flaserigen bis massigen Lithotypen bestehen graduelle Übergänge.

Laminierte Spiculite lassen im Dünnschliff eine rhythmische Wechsellagerung (im mm-Bereich) von detritusführenden, tonreichen Kalkpelit-Lagen und lagigen Anreicherungen von Spongien-Nadeln (Durchmesser zwischen 0,05 und 0,15 mm, Länge 1–3 mm, zumeist jedoch nur 0,3 bis 0,5 mm messende Fragmente) erkennen (vgl. Tf. 3, Fig. 5). Die Skleren zeigen innerhalb einer Feinschicht eine mehr oder weniger konstante Orientierung (seltener Imbrikation).

Die Spongien-Nadeln sind häufig partiell oder völlig kalzifiziert (verschiedene Resorptionsstadien und schliesslich vollständige Ersetzung durch granularen Kalkmikrit und/oder Mikrosparit können im Dünnschliff beobachtet werden). In anderen Mikrofazies scheint eine schrittweise Ersetzung des Skeletttopals durch SiO₂-Modifikationen höherer Kristallinität (schliesslich Chalcedon) zu dominieren. In beiden Fällen bleiben ursprüngliche Internstrukturen (z. B. Zentralkanäle) der Skleren reliktsch erhalten. Ein weiterer häufiger Erhaltungszustand von Spongien-Skleren (vor allem in kieselig zementierten Zonen) setzt eine Phase vollständiger Lösung des Skeletttopals während der Diagenese voraus (Verlust ursprünglicher Internstrukturen). Ein feinfaseriger Chalcedon-Saum zeichnet die Umrisse ehemaliger Skelett-Elemente nach; ein oder mehrere Chalcedon-Fächer füllen die Restlumina.

In den bioklastischen Laminæ lösen sich unregelmässig mikrosparitisch und fein- bis mesokristallin kieselig (Netzwerk interferierender Chalcedon-Rosetten) zementierte Bezirke ab.

In den Pelitlagen fehlt eine einheitliche Orientierung der Komponenten. Die Feinschichten enthalten neben Spongien-Nadeln ($\pm$ isometrisch fragmentiert) Echinodermenreste (oft partiell silifiziert) und Schalenfragmente von Bivalven. Akzessorisch treten Quarz, Feldspäte und Hellglimmer dazu. Tonminerale bzw. organisches Material und (pigmentierter) Kalkmikrit bilden die dichte, lokal isotrope Matrix.

In spiculitische Sedimente eingeschaltete, vorwiegend bioklastische Kalkarenite und Feinbrekzien kennzeichnen den basalen Kieselkalk im zentralen Becken. Die Packstones bis Grainstones zeigen oft ein undeutliches multiples «graded bedding» und/oder Parallel-Lamination. Neben den dominierenden Bioklasten (Echinodermen-Fragmente, Pectiniden-Schill) überwiegen unter den lithischen Komponenten Pelletarenite und Pelmikrite des Conchodon-Kalkes. Feinfaseriger Chalcedon oder homoaxiale Anwachsäume um Echinodermen-Fragmente zementieren die basalen Partien der gradierten Feinbrekzien.

Gewisse Fazies der wesentlich geringmächtigeren Serien in den Randbereichen des Beckens unterscheiden sich mikroskopisch deutlich von den oben beschriebenen Spiculiten. Bezeichnend für die Randfazies sind einerseits (im Bereich der Arbostora-Schwelle) massige oder laminierte Arenite (Tonfraktion weitgehend ausgewa-

schen; Hauptkomponenten: Echinodermen-Trümmer oder detritischer Quarz), andererseits massige oder (am Langensee-Ufer) im cm- bis dm-Bereich gradierte Grainstones oder Packstones mit einem bedeutenden Anteil (bis 75%) an pelletoiden Mikrit-Aggregaten, arenitischen Lithoklasten (Conchodon-Kalk, Saltrioschichten und Spiculite), Pseudoooiden, Ooiden und «composite grains». Spongien-Nadeln sind im allgemeinen gering vertreten. Diese Fazies können gegen oben in normale Spiculite übergehen (z. B. am Campo dei Fiori) oder zeigen in den jüngeren «Sandkalken» Analogien zu den mergelig-sandigen Varietäten der San Giulio-Serie (vgl. unten).

*San Giulio-Serie*³⁾ nennen wir den Sedimentkörper im Hangenden der Spiculite. Der stratigraphische Umfang der Serie deckt sich ungefähr mit dem des «mittleren Lias» VAN HOUTENS (1929) bzw. «Medolo» auct. Nördlich Cittiglio lässt sich die Serie (in Beckenfazies) unschwer gegen das Liegende abgrenzen: Die undeutlich gebankten, grobflaserigen Spiculite mit knotigen Anwitterungsflächen unterscheiden sich klar von dem rhythmisch gegliederten jüngeren Komplex. Ebenso brüsk ändert der Sedimenttyp bei Santa Catarina del Sasso (am Langensee-Ufer zwischen Reno und Arolo): Vollständig silifizierter Spiculite mit reliktsch erhaltenen Bioturbationsgefügen und Sedimentstrukturen werden von einer heterogenen Serie mit proximalen Resedimenten (slope deposit) überlagert. Die maximale Mächtigkeit der Serie nördlich Cittiglio (600–625 m) erfährt gegen Osten eine drastische Reduktion (vgl. Tf. 10).

Die Isochronie der Basis lässt sich nicht exakt belegen. Das Einsetzen des rhythmisch gegliederten Sedimentationstyps dürfte jedoch ungefähr ins mittlere Carixian fallen. Der Übergang ins «glimmerführende Domerian» ist graduell.

Die *distale* Fazies der San Giulio-Serie (repräsentatives Profil N von Cittiglio) lässt sich als Wechselfolge der folgenden zwei Gesteinstypen beschreiben (vgl. Tf. 3, Fig. 3):

a) Dunkelgrauer, regelmässig gebankter Wackestone mit 10–25% (fein)arenitischem Detritus, wobei entweder terrigene Komponenten (Quarz, intermediärer Plagioklas, untergeordnet Kalifeldspat und Hellglimmer), Hornstein-Fragmente und karbonatische Lithoklasten, oder aber Spongien-Nadeln dominieren können. Charakteristisch sind flaserige, seltener laminierte Anwitterungsflächen. Geplättete «burrows» deuten auf eine starke Kompaktion. Wolkige Konzentrationen des arenitischen Detritus kennzeichnen die intensiv bioturbierten, massig erscheinenden Varietäten. Eine partielle Silifizierung der Matrix äussert sich makroskopisch in dunklen, wachsglänzenden Flasern. Lagige bzw. knollige Hornsteine fehlen.

b) Die schieferige oder blätterige Struktur der rhythmisch eingeschalteten Mergel ist durch Texturänderungen im mm- bis cm-Bereich (Wackestone-Grainstone/Packstone), variierende Korngrößen der terrigenen bzw. bioklastischen Komponenten und die strenge Einregelung von Schichtsilikaten und pflanzlichen Resten (lokal um 5%) bedingt. Authigener Pyrit, kristalline oder feindispers intergranular angereicherte Fe-Oxide (-Hydroxide) verursachen die dunkle Färbung des Sediments. Auffällig ist die geringe textuelle Reife der terrigenen Komponenten (bis

³⁾ Benannt nach dem Torrente San Giulio, Tal N von Cittiglio.

25% detritischer Quarz, untergeordnet Feldspäte) und andererseits der (gegenüber a) kleinere Anteil an Spongien-Nadeln.

Im *proximalen* Äquivalent der Serie, am Langensee-Ufer, stellen terrigenen Detritus führende Spongolithe (arenitische Packstones) mit vereinzelt kalzitischen Bioklasten neritischer Ablagerungsbereiche die dominierende Lithofazies dar. Massive, graue Kalkpelite treten durchwegs assoziiert mit Resediment-Komplexen auf. Das Profil von Reno zeichnet sich durch eine Vielfalt von Resedimentations-Erscheinungen aus: An der Basis herrschen Diskontinuitäten und Diskordanzen vor (Phänomene, die auf eine distensive Beanspruchung des semikonsolidierten Sediments deuten). Sedimentrutschungen (slides), chaotisch verformte Sedimentmassen (slump beds) mit phacoidisch deformierten Schichten leiten in unsortierte polygene Brekzien (lokal mit Blöcken von mehreren Metern Kantenlänge) und proximale Turbidite über. Die Komponenten schwimmen entweder in einer fluidalen spiculitischen Matrix oder sind eng gepackt und berühren sich über Drucklösungs-Suturen. In ihrer Zusammensetzung gleichen sich alle polygenen Resedimente. Die Komponenten lassen sich aufgrund ihrer Mikrofazies Lithologien der Obertrias und des unteren Lias zuordnen. Weder Komponenten permischer Vulkanite noch mitteltriasische Plattform-Sedimente konnten in den bearbeiteten Aufschlüssen mit Bestimmtheit nachgewiesen werden (es erscheint jedoch wahrscheinlich, dass sie sich auch an den polygenen Brekzien beteiligen, da broccatello-artige Sedimente des unteren und mittleren Lias bei Gozzano reichlich Porphyrykomponenten führen und direkt den permischen Vulkaniten aufliegen dürften; vgl. BERNOULLI 1964, MONTANARI 1969).

Eine mehrphasige Resedimentation (von Komponenten oder ganzen Schichtfragmenten) ist in einzelnen Fällen evident.

Sedimentation

Die bioklastischen Einschaltungen (Echinodermen-Detritus, Pectiniden-Schill) im basalen Kieselkalk des zentralen Beckens unterscheiden sich textuell und aufgrund ihrer Sedimentstrukturen deutlich von den semiautochthonen Bildungen auf der Arbostora-Schwelle (Typ Saltrio). Wir deuten sie als Resedimente, die von submarinen Horsten stammen. In den jüngeren Spiculiten kann im Becken ein direkter Einfluss flachmariner Bereiche nicht mehr nachgewiesen werden. Offenbar zeichnet sich damit eine allmähliche Absenkung des gesamten Sedimentationsraumes ab. Sie bedingt im Laufe des oberen Sinemurian, mit Ausnahme des Gebietes von Arzo, auf der ganzen Arbostora-Schwelle den Übergang zur Kieselkalk-Sedimentation.

Die Akkumulation der *Spiculite* erfolgt in paläotektonisch bedingten Depressionen. Assoziierte proximale Resedimente kennzeichnen den unterliasischen Kieselkalk unmittelbar östlich der Luganer Linie als «slope deposit» (vgl. BERNOULLI 1964) und zeugen von einer bedeutenden, offenbar diskontinuierlichen Absenkung des Generoso-Beckens gegenüber der Arbostora-Schwelle (zeitweise unter Bildung steiler, instabiler Beckenränder). Die entsprechenden Ablagerungen im Monte Nudo-Becken sind wesentlich geringmächtiger (max. 1300 m in der Gegend von

Arcumeggia; vgl. Tf. 10, B). Die einförmige Fazies lässt auf eine langsamere Absenkung unter ausgeglicheneren Subsidenzbedingungen schliessen.

Aus der Information, die uns Feldbeobachtungen, Studium der Mikrofazies und die paläogeographische Entwicklung des Sedimentationsraumes liefern, versuchen wir im folgenden einige Faktoren abzuleiten, die die Sedimentation bzw. Akkumulation der Spiculite beeinflusst oder kontrolliert haben mochten:

Die volumetrische Verteilung der liasischen Beckenfüllungen ist paläotektonisch bedingt: Subsidenzunterschiede im bereits vorliasisch angelegten Schollenmosaik äussern sich in stark variierenden Mächtigkeiten (vgl. Tf. 10). BERNOULLI zeigte, dass die Mächtigkeit des Kieselkalkes jedoch nicht als Mass für den Zeitpunkt des Einsetzens der Spiculit-Sedimentation (vgl. u.a. FRAUENFELDER 1917) gewertet werden kann, sondern dass sich offensichtlich einzelne Schollen durch – ihrer Subsidenz entsprechend – verschiedene Sedimentationsraten auszeichnen.

Die Akkumulation in schneller subsidierenden Beckenteilen lässt sich mit einem ausschliesslich hemipelagischen Sedimentationsmodell nicht befriedigend erklären. Sie setzt grossräumige Sedimentumlagerungen voraus, denen die erkennbaren Resedimentations-Erscheinungen lediglich zu einem geringen Teil entsprechen. Offensichtlich wird die Verteilung der feinkörnigen spiculitischen Sedimente durch makroskopisch kaum nachweisbare Umlagerungsmechanismen kontrolliert.

Die Analyse der Mikrofazies liefert einige Anhaltspunkte: Lamination (seltener Schrägschichtung) als reliktsch erhaltene Ablagerungsstruktur der Spiculite, Fragmentation der Skleren und, untergeordnet, Vergesellschaftung mit Biogenen neritischer Ablagerungsbereiche sprechen gegen autochthone Bildungen. Polare und unpolare lineare Gefüge (Imbrikation, transversale oder longitudinale Kornorientierung: Traction-Effekte) in den spiculitischen Laminae sind eindeutige Energie-Indikatoren. Die pelitischen Feinschichten enthalten durchwegs terrigenen Detritus.

Der beschriebene Laminationstyp allein erlaubt keine eindeutige Identifikation eines Transport- bzw. Sedimentations-Mechanismus:

- Er kann als primäres Produkt von episodisch (oder stetig) aktiven Turbiditätsströmen interpretiert werden: (1) schnelle, rhythmische Sedimentation aus einer turbulenten Suspension mit (?) fluktuierender Strömungsgeschwindigkeit («traction-plus-fallout», vgl. u.a. SANDERS 1965) oder (2) die (fein)arenitischen Bioklasten werden als Bodenfracht von «low-velocity low-density turbidity currents» transportiert (vgl. STANLEY 1969).
- Durch eine beckeninterne Zirkulation (induziert etwa durch «counter flow», Gezeiten u.ä., vgl. BOUMA & HOLLISTER 1973) bedingte Akkumulationen sind gewöhnlich relativ gut sortiert. Laminite können entstehen, falls Schwebstoffe als siltige oder arenitische Aggregate («faecal pellets», Tonmineral-Flocken) transportiert werden (vgl. BOUMA & HOLLISTER 1973).

Die Überlagerung der beiden Mechanismen – Aufarbeitung und Umlagerung von Turbiditen durch ein (semi)permanentes Strömungssystem – scheint ein plausibles Transport-Sedimentations-Modell darzustellen (vgl. u.a. NELSON, MUTTI & RICCI-LUCCHI 1975, STANLEY 1969) und ist mit den beobachteten Sedimentstrukturen bzw. Texturen vereinbar.

Die tonarmen, kalkarenitischen Fazies, kennzeichnend für die Gebiete mit reduzierten Sedimentmächtigkeiten, entstehen vermutlich durch eine selektive Erosion des terrigenen Feinanteils.

Über die Ökologie und die bathymetrische Verteilung fossiler Kieselschwämme ist im einzelnen wenig bekannt (cf. *Traité de Zoologie*, vol. III/1, 1973). Demospongia, die dominierenden Skleren-Lieferanten in jurassischen Spiculiten, erweisen sich rezent als schlechte Bathymetrie-Indikatoren (i. a. treten sie zwischen 20–30 und >1000 m auf; ein Häufigkeitsmaximum liegt um 100 m, vgl. SARÀ & VACELET 1973). Sie bevorzugen einen harten Untergrund. Ausserdem werten SARÀ & VACELET hohe Sedimentationsraten, hohe Turbulenz, aber auch stagnierendes Milieu als hauptsächlich limitierende Faktoren für eine koloniale Entwicklung dieser Gruppe.

Weder ein subsidentes Becken mit relativ hoher Sedimentationsrate, noch eine flachmarine Plattform im Bereich intensiver, turbulenter Wasserbewegung scheinen optimale Lebensbedingungen zu bieten. Mit der paläotektonisch bedingten Entwicklung eines morphologisch gegliederten Beckenrandes entstanden – unterhalb der Wellenbasis und ausserhalb des direkten Einflusses von Plattformen – neue Biotope mit Anforderungen, denen möglicherweise nur anpassungsfähige Formen der Kieselschwämme entsprechen konnten.

Eine erhöhte Zufuhr von Verwitterungsprodukten (Tonminerale) emergierter Vulkanitserien im Gebiete der Schwelle von Gozzano begünstigt möglicherweise das Einsetzen und die Aufrechterhaltung einer organischen Opal-Produktion. Aufgrund der Möglichkeit biologischer SiO_2 -Fällung aus stark untersättigten Lösungen und des Verhaltens von gelöstem SiO_2 während der Frühdiagenese (vgl. u. a. HARRISS 1972, CALVERT 1974) dürften vermutlich bereits minimale Milieu-Änderungen als Anstoss für die Entwicklung einer opalskelett-bildenden Fauna genügen.

Generell lässt sich zeigen, dass Kieselschwämme seit dem höheren Paläozoikum (vgl. WILSON 1975) besonders in Zonen bzw. während Phasen hoher oder diskontinuierlicher Subsidenz – vermutlich verbunden mit Schwankungen der absoluten Bathymetrie – gesteinsbildend auftreten.

In der Fazies und der volumetrischen Verteilung der *San Giulio-Serie* (vgl. Tf. 10) zeichnen sich einige Veränderungen gegenüber den unterliasischen Sedimentationsverhältnissen ab. Deutliche «proximal–distal trends» in der lateralen Entwicklung der Serie lassen auf Liefergebiete im Westen bzw. Südwesten schliessen; der Sedimentkeil dünnt gegen Osten aus. Offenbar bedingen im mittleren Lias verstärkte Subsidenz-Differenzen zwischen dem westlichen Monte Nudo-Becken und der Schwelle von Gozzano die Bildung eines steilen, instabilen Bruchrandes im Gebiet des südlichen Langensees.

Die proximalen Resedimente im Profil am Langensee-Ufer (zwischen der Einsiedelei S. Catarina del Sasso und Reno) widerspiegeln die komplexe Entwicklung dieses westlichen Beckenrandes. Der Gesamtbetrag der mittelliasischen Vertikalversetzung scheint sich auf eine Staffel steiler Abschiebungen zu verteilen. Dafür spricht etwa die vertikale Abfolge verschiedener Turbidit–Fazies-Assoziationen (cf. MUTTI & RICCI-LUCCHI 1972): Eine «upper-slope» Fazies mit den charakteristischen Spuren distensiver Beanspruchung des semikonsolidierten Sedimentmantels

(Diskordanzen, Abrissnischen von submarinen Rutschungen) wird von «lower-slope» bzw. «base of slope» Fazies (Sedimentrutschungen und schliesslich polygene Brekzien) überlagert.

Wir interpretieren die unsortierten grobklastischen Resedimente, aufgrund ihrer rasch ändernden Mächtigkeit, der erosiven Kontakte an der Basis und vor allem ihrer Assoziation mit gebankten feindetritischen Sedimenten, als Kanalfüllungen. Die Brekzien enthalten neben unterliasischen Spiculiten ein breites Spektrum von Trias-Plattform-Karbonaten. Die ruditischen Komponenten entstammen entsprechend ihrer Grösse und Form (kantig, Spuren einer Transportabnutzung im Bereich hoher Wasserenergie fehlen) kaum einem weiten Einzugsgebiet: Sedimente der triasischen Unterlage und konsolidierte Spiculite mochten im Relief des Beckenrandes in Canyons, eventuell an Abschiebungsflächen, freiliegen.

Die gebankten feinkörnigen Sedimente der proximalen Fazies enthalten häufig zu mehr als 50% Spongien-Nadeln. Sie stellen möglicherweise semiautochthone Bildungen dar; Kieselschwämme mochten stabilere Bereiche des Beckenrandes ausserhalb des direkten Einflusses des Zufuhrsystems («scarpata passiva», MUTTI & RICCI-LUCCHI 1972) besiedeln.

Der Anteil an Spongien-Nadeln erreicht im distalen Teil des Sedimentkörpers (repräsentatives Profil N von Cittiglio) noch maximal 20%. Kalkpelit und feinkörniger terrigener Detritus dominieren. Der terrigene silikatische Detritus zeugt von der Erosion des prätriasischen Sockels (permische Vulkanite bzw. Sedimente). Der Reichtum an pflanzlichen Resten (vgl. VIALLI 1947) setzt emergierte Gebiete im Einzugsgebiet der San Giulio-Serie voraus.

Eine rhythmische Alternanz der beschriebenen Lithologien *a* und *b* (vgl. p. 308) charakterisiert die distalen Ablagerungen nördlich Cittiglio. Die Übergänge zwischen den detritischen Kalken (*a*) und den zwischengeschalteten Mergeln (*b*) sind im allgemeinen graduell. Ausnahmsweise markieren gradierte Kalkarenite oder polygene Feinbrekzien, ab und zu verzweigte Systeme geplätteter Frass-Spuren (als positives Relief auf Bankunterflächen) die Basis von *a*. Lamination kann in den spiculitischen Varietäten von *a* bereits makroskopisch beobachtet und bei bioturbierten, flaserigen Lithotypen aufgrund von Dünnschliff-Befunden wiederum als Ablagerungsstruktur vermutet werden (vgl. oben).

In den bedeutend geringmächtigeren Ablagerungen südlich Arcumeggia (ca. 125 m gegenüber mehr als 600 m im etwa 4 km westlich gelegenen Profil N von Cittiglio) fehlen gradierte Intervalle. Die durchschnittliche Korngrösse und der prozentuale Anteil an terrigenem silikatischem Detritus nehmen deutlich ab. Die *ab*-Wechselfolge erscheint öfters gestört.

Eine deutlichere Gliederung (erosive Kontakte), oft aber eine unregelmässigere Bankung kennzeichnen die Ablagerungen westlich und südwestlich Cittiglio. Anstelle der im distalen Ablagerungsbereich wenig differenzierten *a*-Schichten treten hier häufig ideale, ab und zu amalgamierte (cf. WALKER 1967) Bouma-Zyklen. In den isolierten Aufschlüssen in unmittelbarer Nähe des Langensees und assoziiert mit den «debris flow»-Ablagerungen bei Reno beobachten wir schliesslich klassische proximale *AE*-Turbidite (nicht selten enden unsortierte Brekzien im Dach mit einem *AE*-Turbidit). Die *A*-Intervalle der proximalen Turbidite messen im allge-

meinen 30–50 cm und zeigen dieselbe heterogene Zusammensetzung wie die grobklastischen Resedimente.

Während von den monotonen unterliasischen Spiculiten, mit Ausnahme einiger gradiert Feinbrekzien bzw. Arenite nördlich Arolo (am Langensee-Ufer), keine proximalen Äquivalente bekannt sind, erlauben die verschiedenen Lithofazies der San Giulio-Serie Sedimentquellen und Sedimentationsmechanismen etwas zu präzisieren:

Terrigener Schlamm und Kalkpelit gelangen (? offshore currents) in «Sedimentfallen» im morphologisch stark gegliederten Beckenrand. Diese submarinen Einschnitte dürften ausserdem den primären Ablagerungsraum des polygenen grobklastischen Detritus darstellen. Erschütterungen (in Verbindung mit der tektonischen Aktivität) oder die periodische Überschreitung einer kritischen Akkumulation können zur Remobilisierung der unkonsolidierten Sedimente als «debris flow» oder «turbidity currents» führen.

a-Schichten dürfen proximal unzweifelhaft als Ablagerungen von Turbiditätsströmen interpretiert werden. Distal fehlen indessen charakteristische Sequenzen von Sedimentstrukturen. Möglicherweise überlagert sich den periodisch aktiven Strömen eine (semi)permanente, beckeninterne Zirkulation (vgl. oben), die in den feinkörnigen distalen Ablagerungen primäre Strukturen zu verwischen und die Verteilung des Sediments zu beeinflussen vermag.

Im distalen Ablagerungsbereich sind die *a*-Schichten partiell oder oft vollständig bioturbirt. Rezente Ichnofaunen besiedeln jedoch fast ausnahmslos nur die obersten Zentimeter (5–15 cm, unkomprimiertes Sediment) unter der Sediment/Wasser-Grenzfläche (vgl. REINECK & SINGH 1973, p. 147). Die intensiv bioturbirten, mächtigen Bänke der Lithofazies *a* können demnach nicht der Fracht eines einzigen Suspensionsstromes entsprechen, sondern müssten Folgen geringmächtiger Turbidite darstellen. Eindeutige Amalgamationsphänomene in proximalen Äquivalenten der *a*-Schichten stützen diese Folgerung (in den bioturbirten distalen Ablagerungen sind bankinterne Diskontinuitäten nicht zu erwarten, da der bioturbirte Horizont sehr instabil ist und leicht resuspendiert werden kann; vgl. u. a. REINECK & SINGH 1973, p. 144).

Die rhythmisch eingeschalteten, z. T. sandigen Mergel (*b*) zeichnen sich durch einen relativ hohen Gehalt an feinarenitischem-siltigem silikatischem Detritus und an organischen Resten aus. Wir deuten sie als hemipelagische Sedimente («turbid-layer-transport», vgl. u. a. NELSON & KULM 1973). Aufgrund ihrer (gegenüber *a*) bedeutend geringeren Sedimentationsrate dürften sie eine entsprechend deutlichere Fraktionierung durch ein (semi)permanentes beckeninternes Strömungssystem erfahren haben (vgl. NELSON, MUTTI & RICCI-LUCCHI 1975).

Im Raume Laveno-Cittiglio scheint die durchschnittliche Sedimentationsrate der San Giulio-Serie (angesichts ihres geringen stratigraphischen Umfangs) wesentlich höher zu sein als die der liegenden Spiculite. Diese Tatsache lässt sich möglicherweise mit einer Modifizierung des Zufuhrsystems, der Öffnung neuer Verbindungen (Canyons) zu den Sedimentquellen erklären. Die bedeutende Mächtigkeitsreduktion zwischen Cittiglio und der Val Marianna (S von Arcumeggia; vgl. oben) zeigt, dass die Subsidenzbedingungen im mittleren Lias ändern. In der Geometrie des Sedimentkörpers der San Giulio-Serie widerspiegelt sich eine

beschleunigte Absenkung des westlichen Monte Nudo-Beckens (westlicher Teil des zentralen Beckens und südwestliches Monte Nudo-Becken; vgl. Tf. 10, C).

Zur faziellen Differenzierung im mittleren und oberen Lias

Monotone Kieselkalke bedecken im unteren Mittellias mit Ausnahme des Gebiets von Arzo-Besazio (Besazio-Kalk, vgl. WIEDENMAYER 1963) den gesamten Sedimentationsraum zwischen dem Comersee und dem Langensee.

An der Wende Carixian-Domerian, lokal bereits während des oberen Carixian⁴⁾, stellen sich im Bereich der Arbostora-Schwelle und des Generoso-Beckens hemipelagische Verhältnisse ein. Gleichzeitig gelangen im Monte Nudo-Becken noch die spiculitischen Sedimente (Resedimente) der San Giulio-Serie zur Ablagerung (vgl. Fig. 4, II).

Der Übergang vom flyschähnlichen Sedimentationstyp (San Giulio-Serie) zu einer bedeutend langsameren, vorwiegend hemipelagischen Sedimentation («glimmerführendes Domerian») erfolgt im Monte Nudo-Becken deutlich später (die tektonische Aktivität an der Langensee-Störung lässt offenbar erst im Laufe des höheren Unter-Domerian nach).

Charakteristisch für die Ablagerungen im Hangenden des lombardischen Kieselkalkes [in Fig. 4 als «siliziklastische (Mergel-)Kalke» bezeichnet] sind Wackestones (seltener Packstones) mit einem relativ hohen Gehalt an (fein)arenitischem und siltigem silikatischem Detritus (5–25%). Hornstein-Quarz – im allgemeinen feinfaseriger Chalcedon – dominiert oft den terrigenen Quarz und Glimmer. Akzessorisch treten intermediäre Plagioklase, Kalifeldspäte, Chlorit und Glaukonit auf. Biogene (Echinodermen-Fragmente, Ostracoden, Molluskenschalen-Fragmente, Spongien-Nadeln, Ammoniten-Embryone und uncharakteristische Foraminiferen) stellen einen weiteren wichtigen Bestandteil des Sediments dar. Der Karbonatgehalt in den Kalken bzw. Mergelkalken variiert zwischen 65 und 85%. Lagig eingeregelter Hellglimmer bedingen die schiefrige bis blättrige Textur der rhythmisch eingeschalteten Mergel. Eine intensive Bioturbation äussert sich in einer oft extrem inhomogenen Textur des Sediments.

Zwischen die hemipelagischen Ablagerungen schalten sich sporadisch geringmächtige Turbidite ein. In ihren gradierten Intervallen führen sie – ausnahmslos intraformationelle – lithische Komponenten (kryptokristalline Mudstone- oder Wackestone-Klasten, die in vielen Fällen offensichtlich syndimentär oder während der Kompaktion noch plastisch deformiert wurden). Die feinarenitischen Intervalle zeigen lagige Anreicherungen von Spongien-Nadeln, Schalenfragmenten (Ostracoden, dünnschalige Bivalven) und Schichtsilikaten. Feinarenitischer Quarz bzw. Chalcedon, Feldspäte und Glaukonit (total 5–10%) verteilen sich unsortiert auf die gesamte Matrix.

⁴⁾ Bei Bregazzana, am Südausgang der Valganna, lieferten pyritreiche, sandige Mergelkalke, die sich deutlich von den Lithofazies der San Giulio-Serie unterscheiden, eine reiche Cephalopodenfauna. Sie enthält bereits Formen des oberen Carixian.