

Sedimentfazies und Faziesentwicklung in der unteren UMM

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **79 (1986)**

Heft 2

PDF erstellt am: **26.04.2024**

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.

ten). Wenn somit in der vorliegenden Arbeit die regressive Küstenfazies gesamthaft der UMM-Gruppe zugeordnet wird, dann werden die z.T. terrestrischen oder lakustrinen Sedimente in den obersten Anteilen der regressiven Küstenfazies im Gruppennamen fälschlicherweise mit «Meeresmolasse» bezeichnet.

Die untere UMM kann sowohl in der West- als auch in der Zentralschweiz aufgrund von Palynomorphen ins tiefere Oligozän (Palynomorphenzonen 19 oder 20a nach HOCHULI 1978) eingestuft werden (HOCHULI 1982, WEIDMANN et al. 1982). Die von HAGN (1978) aus den Katzenlochsichten isolierte Foraminiferenfauna legt ferner eine zeitliche Zugehörigkeit der bayerischen unteren UMM (Deutenhausenerschichten) zum unteren Oligozän nahe (HAGN 1981).

Das Alter der oberen UMM wurde sowohl mit Mikrofossilien (FREI 1979; WEIDMANN 1982; HOCHULI 1982) als auch mit Säugerresten, bestehend aus einer Tatze von *Palaeotherium medium suevicum* aus den Grès de Vaulruz und Kleinsäugerzähnen aus der untersten USM (WEIDMANN et al. 1982; HÜNERMANN & SULSER 1981; ENGESSER et al. 1984), datiert. Zurzeit ist jedoch die Übereinstimmung zwischen den Datierungen aufgrund von Mikrofossilien (Palynomorphe, Foraminiferen, Nannofloren) und jener gestützt auf Säugerreste unbefriedigend. Während die Palynomorphen ein von der West- bis in die Ostschweiz konstantes mitteloligozänes Alter (Palynomorphenzone 20b nach HOCHULI 1978) liefern, welches von Nannofloren und Foraminiferen gestützt wird, zeigen die Säugerfaunen im Untersuchungsgebiet eine deutliche Heterochronie von der Westschweiz bis nach Vorarlberg an. Die obere UMM, welche in der Westschweiz ins obere Unteroligozän (Ronzon–Hoogbutsel) eingestuft werden muss, erreicht an der Bolgenach (Vorarlberg) knapp ein oberoligozänes Alter (Rickenbach), was ein Jüngerwerden der oberen UMM nach Osten dokumentiert. Dieses säugetierstratigraphische Resultat, welches aufgrund bisher spärlicher Funde schlecht abgestützt ist (M. Weidmann, schriftl. Mitt., 1985), stimmt gut mit dem noch zu beschreibenden sedimentologischen Befund (vgl. Abschnitt 6.4) einer von Westen nach Osten progradierenden Küste überein.

4. Sedimentfazies und Faziesentwicklung in der unteren UMM

4.1 Sedimentfazies und Faziesentwicklung bei Flühli (Entlebuch, Zentralschweiz)

In der Spierberg-Syklinale bei Flühli, wo die untere UMM (Hilfernschichten) am vollständigsten und mächtigsten entwickelt ist (Fig. 3 und 4b), geben gut kartierbare Aufschlüsse (HOLLIGER 1955) einen Einblick in die grossmaßstäbliche Geometrie der Sedimentkörper frei (Fig. 5, Karte). Die untere UMM setzt hier, aufgeschoben auf die Konglomerate der Beichlen–Farneren-Schuppe (USM), mit ziemlich reinen Mergeln ein. Gegen das Hangende gehen diese Mergel in eine nach oben dickbankiger und grobkörniger werdende turbiditische Megasequenz über, welche im unteren Drittel vorwiegend aus Turbiditen vom Typ, der ursprünglich von BOUMA (1962) beschrieben wurde (Bouma-Turbidite), zusammengesetzt ist. Darüber folgt eine Sequenz teils mächtig gebankter Sand- und Feinkonglomerate mit grossmaßstäblicher Schrägschichtung und Entwässerungsstrukturen. Diese findet in einer Abfolge teils sandmatrixgetragener Konglomerate ihren oberen Abschluss.

4.1.1 Die vorwiegend mergeligen Abfolgen an der Basis der Hilferschichten

An der Überschiebung der UMM auf die USM der Beichlen–Farneren-Schuppe setzen die ältesten Hilferschichten mit Ostrakoden führenden ziemlich reinen Tonmergeln ein (MATTER et al. 1980). Diese Tonmergel führen vereinzelte, meist parallel laminierte, selten kleinmaßstäblich schräggeschichtete mm- bis cm-mächtige Siltsteinlagen. Gegen das Hangende geht diese vorwiegend mergelige Abfolge allmählich in eine Wechsellagerung von Mergeln mit cm-mächtigen, geringfügig gradierten (base missing) Bouma-Turbiditen über (Pelitanteil etwa 50%).

4.1.2 Die zyklisch gebankten Bouma-Turbidite im Hellschwandbach (Fig. 5a)

Im mittleren Hellschwandbach sind in die basalen, vorwiegend mergeligen Abfolgen der Hilferschichten vier 15–20 m mächtige Zyklen teils gradiert, dm-gebankter Bouma-Turbidite eingeschaltet (Pelitanteil < 50%). Die Zyklen, welche über mehrere Kilometer kartiert werden können, sind durch nach oben wachsende maximale Bankmächtigkeiten und Korngrößen (thickening and coarsening upward) charakterisiert.

Vollständige Bouma-Turbidite treten im Hellschwandbach wie auch anderswo in der UMM selten auf. Es herrschen unvollständige Zyklen, häufig mit den Intervallfolgen T_{a-c} , T_{b-c} , T_c , vor. Etwa bei der Hälfte der Bouma-Turbidite fehlt das basale gradierte Intervall (T_a). Bei den übrigen Bouma-Turbiditen des Hellschwandbachs ist das T_a -Intervall durchschnittlich eher geringmächtig entwickelt. Gelegentlich verrät nur noch die grobkörnige Füllung der Sohlmarken, dass vor der Bildung der Parallellamination (T_b) eine grobkörnige Fraktion abgelagert wurde. In den T_b -Intervallen, welche ganz oder nur im oberen Teil konvolut sein können, lassen sich hie und da Tonschmitzen beobachten, die parallel zur Schichtung eingeregelt sind. Die kleinmaßstäblich schräggeschichteten Intervalle (T_c) fallen durch stark unterschiedlich entwickelte Mächtigkeiten auf. Ein solches T_c -Intervall kann nur aus einem Zug relativ flacher Rippeln bestehen oder aus mehreren Rippellagen aufgebaut bis einige Zentimeter dick werden.

An den Unterflächen der Turbidite des Hellschwandbachs sind Sohlmarken verbreitet. Neben Belastungsmarken (load casts) sind Rillen- und Stossmarken (groove and prod casts) sowie longitudinale Erosionsmarken (ridge and furrows) weitaus am häufigsten vertreten. Ferner können z. T. recht grosse Strömungswülste (flute casts), Quastemarken (brush casts) und vereinzelte Fiedermarken (chevron marks) beobachtet werden. Diese Sohlmarken zeigen im Mittel eine Paläoströmungsrichtung nach NNE an. Hierbei konnten die Orientierungen von Paläoströmungen aus Rillenmarken, die bloss das Strömungslinear dokumentieren, oft in den Schrägschichtungen der T_c -Intervalle abgelesen werden. Die mittleren Paläoströmungen sind durch zyklische Drehungen charakterisiert. Die an der Basis eines aufwärts dickbankiger werdenden Zyklus nach Osten bis Nordosten weisende Paläoströmungsrichtung dreht sich nach oben jeweils in eine nördliche Richtung (Fig. 5a).

4.1.3 Strukturlose Sandsteine, grossmaßstäbliche Schrägschichtung und Sandsteine mit Entwässerungsstrukturen im Steinibach (Fig. 5b)

Die sandige Sequenz des Steinibachs, welche das vorwiegend Bouma-Turbidite führende untere Drittel der Hilferschichten überlagert, tritt über mehrere Kilometer in etwa

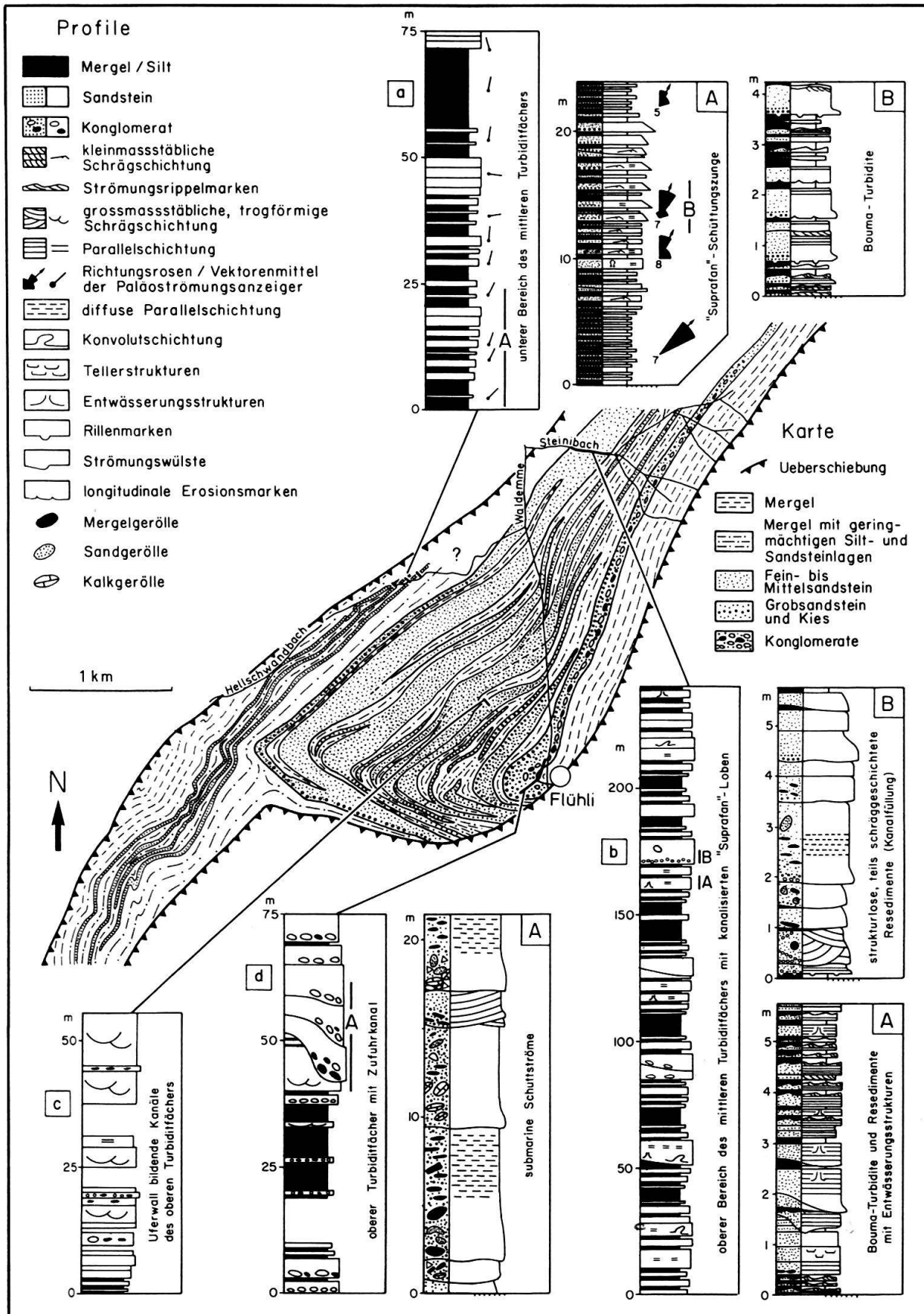


Fig. 5. Geologische Karte und sedimentologische Profile durch die untere UMM bei Flühli (Entlebuch). Nebst eigenen Aufnahmen wurde die Kartierung von HOLLIGER (1955) verwendet.

gleich mächtig auf. In dieser Sequenz findet man als neue Fazieselemente strukturlose Sandsteine, Entwässerungsstrukturen und grossmaßstäbliche Schrägschichtung. Ferner lassen sich in dieser Sequenz mehrere etwa 25 m mächtige Bankmächtigkeitszyklen beobachten, welche sich meist durch eine nach oben zuerst zu- dann abnehmende maximale Bankmächtigkeit manifestieren (*thickening and thinning upward*). Im aufwärts dickbankiger werdenden Abschnitt der Zyklen treten sowohl meist geringfügig gradierte (*base missing*) Bouma-Turbidite als auch Sandsteine mit Entwässerungsstrukturen auf. Darüber folgen, teils über einer markanten Erosionsdiskordanz, nach oben dünnbankiger werdende strukturlose Bänke oder solche mit Entwässerungsstrukturen. Untergeordnet können auch schräggeschichtete Intervalle beobachtet werden. Im Hangenden enden die Zyklen mit geringmächtigen, geringfügig gradierten Bouma-Turbiditen.

An Entwässerungsstrukturen beobachtet man in der Steinibach-Sequenz vor allem Sandvulkane. Seltener treten Tellerstrukturen (*dish structures*) auf. Ferner findet man auf den Bankoberflächen bis zu 30 cm lange und 1–3 cm breite Wülste.

Die Sandvulkane, gewöhnlich mit Konvolutschichtung vergesellschaftet, durchschlagen zum Teil parallel laminierte Sedimente, welche oft von einer kleinmaßstäblichen Schrägschichtung überlagert werden. Teils zeigt die Parallelschichtung eine Strömungsstreifung, teils lässt sich an Bänken mit Sandvulkanen eine höchstens geringfügig erosive (ebene) Unterfläche beobachten. Das Zusammentreffen beider Phänomene ist selten. Die 1–3 cm breiten Sandsteinwülste findet man auf den Oberflächen solcher Sandsteinbänke, wo das Dach grösstenteils aus eingeebneten Kleinrippeln besteht. Diese Sandsteinwülste verlaufen im Mittel quer zur Paläoströmungsrichtung. Röntgenbilder (Tf. 2b) zeigen, dass die Fortsetzung der Wülste nach unten nicht in eine Entwässerungsröhre mündet. Diese Wülste treten fast immer am Oberende von etwas tonreicheren Leebältern auf. Es wird daher vermutet, dass es sich hier um eine Sedimentverflüssigung (*liquefaction*) mit an Tonhäuten gestauter Entwässerung handelt, einen Mechanismus, wie er von LOWE & LoPICCOLO (1974) für die Erklärung von Tellerstrukturen herangezogen wurde.

Im nach oben dünnbankiger werdenden Abschnitt der Bankmächtigkeitszyklen beobachtet man, oft gehäuft auftretend, weitgehend strukturlose, fein- bis mittelsandige Bänke mit höchstens geringfügig erosiven Unterflächen. Selten lässt sich in diesen eine durch eingeregelter Tonschmitzen angezeigte diffuse Parallellamination beobachten. Im Einzelfall ist es hierbei im Feld nicht möglich, zu entscheiden, ob eine echte strukturlose Bank vorliegt oder ob eigentlich vorhandene Sedimentstrukturen maskiert sind. Das gehäufte Auftreten solcher strukturloser Sandsteinbänke lässt jedoch vermuten, dass hier abgesehen von einer gelegentlichen diffusen Parallelschichtung keine Sedimentstrukturen vorhanden sind.

4.1.4 Kiesige Grobsandsteine und grossmaßstäblich schräggeschichtete Mittelsandsteine im Spierbergwald (Fig. 5c)

Die Steinibach-Sequenz wird von mehreren linsenförmigen Sedimentkörpern überlagert (Fig. 5, Karte). Im Südschenkel der W–E streichenden Spierberg-Synklinale mag möglicherweise tektonische Ausdünnung zum Auskeilen der linsenförmigen Sedimentkörper beitragen. In nordöstlicher Richtung gibt es dagegen keinen Grund anzunehmen, dass das Auskeilen nicht sedimentären Ursprungs ist. Intern sind die Sedimentlinsen gleich wie die Steinibach-Sequenz teils aus nach oben zuerst dick-, dann dünnbankiger

werdenden Zyklen aufgebaut. Im Spierbergwald (Fig. 5c) ist eine dieser aufwärts zuerst dick- dann dünnbankiger werdenden Zyklen gut aufgeschlossen. Der untere Abschnitt dieses Zyklus führt dm-gebankte, teils stark gradierte Bouma-Turbidite (T_{a-c}). Auf den Unterflächen der übrigen geringfügig gradierten Bouma-Turbidite (T_{b-c} , T_{c-d} usw.) können hier z.T. ähnliche schichtparallele Lebensspuren beobachtet werden, wie sie von FISCHER (1979) aus der unteren UMM Bayerns beschrieben wurden. Darüber folgen grossmaßstäblich trogförmig schräggeschichtete Sandsteine mit Zwischenlagen von dm-gebankten, strukturlosen kiesigen Sandsteinen. Die mittlere Paläoströmungsrichtung, aus den Sohlmarken der Bouma-Turbidite und aus der Schrägschichtung ermittelt, weist bei starker Streuung im Mittel nach Norden. Anhand der Karte der unteren UMM bei Flühli (Fig. 5) kann die Breite der linsenförmigen Sedimentkörper, senkrecht zur Paläoströmungsrichtung, auf 1–3 km geschätzt werden.

4.1.5 Die Flühlinagelfluh (Fig. 5d)

Bei der Abzweigung, von welcher die Strasse westlich von Flühli Richtung Spierberg führt (S-643.870/192.700), können in der Flühlinagelfluh mehrere bis einige Meter mächtige Zyklen mit sandmatrixgetragenen Mergel-, Sandstein- und Kalkgeröllen beobachtet werden. Während sich in den einzelnen Zyklen die Korngrösse in der Sandmatrix vom Liegenden zum Hangenden nur unwesentlich ändert, zeigen die Gerölle eine deutliche Grössenabnahme. Die Sandsteine weisen im höheren Anteil der Zyklen oft eine nur durch parallel eingeregelter Tonschmitzen wahrnehmbare Parallellamination auf.

Folgt man der Strasse weiter nach SSW, dann durchquert man im Südschenkel der Spierbergsynklinalen vom Hangenden zu Liegenden den gleichen Flühlinagelfluh-Ausschnitt wie im Nordschenkel. Im Gegensatz zum Nordschenkel der Spierbergsynklinalen beobachtet man hier jedoch eine mergelige Abfolge, welche gegen das Hangende in vorwiegend grossmaßstäblich schräggeschichtete Sandsteine und Feinkonglomerate übergeht. Zyklen mit sandmatrixgetragenen Geröllen treten hier nur noch untergeordnet auf. Es muss daher angenommen werden, dass die bei Flühli beobachteten mächtigen Zyklen sandmatrixgetragener Konglomerate gegen Südwesten auskeilen.

4.2 Interpretation der Sedimentfazies und Faziesentwicklung bei Flühli

4.2.1 Generelle Interpretation

In der unteren UMM bei Flühli deuten die diagnostischen Sedimentstrukturen ausnahmslos auf Resedimente. Die Resedimentation wird abgesehen von typischen Bouma-Turbiditen durch weitgehend strukturlose Sandsteine und sandmatrixgetragene Konglomerate dokumentiert, bei welchen hie und da eine diffuse Parallelschichtung laminares Fliessen widerspiegelt.

Die weitgehend strukturlosen Sandsteine und die sandmatrixgetragenen Konglomerate dokumentieren ehemalige verflüssigte Sandströme (liquefied flows: LOWE 1975, 1976). Hierbei dürften die möglicherweise einst vorhandenen primären Sedimentstrukturen während der Sedimentverflüssigung (liquefaction) durch aufsteigendes Porenwasser zerstört worden sein. Von einer zeitweisen Verflüssigung des Sediments zeugen ferner die Konvolutschichtung und die Sandsteinbänke mit Entwässerungsstrukturen (ALLEN 1982). Ein Grossteil der in der unteren UMM bei Flühli beobachteten Konvolutschich-

tung und ein Teil der Entwässerungsstrukturen dürfte allerdings auf Überlagerungs-Sedimentverflüssigung zurückzuführen sein. Die Entstehung in verflüssigten Sandströmen ist nur dort naheliegend, wo entweder die Konvolutschichtung durch Kleinrippeln erosiv gekappt wurde oder wo Sandvulkane in einer Bank mit ebener Sohlfläche eine nicht strömungsgestreifte Parallelschichtung durchschlagen. Hier haben wir es mit einer sogenannten B₁-Fazies nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) zu tun. Die in der unteren UMM weitverbreitete grossmaßstäbliche Schrägschichtung (MATTER et al. 1980) ist nicht diagnostisch für irgendeine Ablagerungsumgebung. Solche Schrägschichtungen können aber durchaus in einem Resedimentations-Milieu auftreten. Während MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) diese Schrägschichtung als durch Rollen transportierte Rückstandssedimente (tractional lag) interpretieren, sind dieselben nach ALLEN (1970) normale, aufgrund hydrodynamischer Berechnungen zu erwartende Strukturen in Ablagerungen aus abklingenden Trübeströmen mit grobkörniger Fracht.

Auffällig ist ferner das Fehlen von Spuren vertikal wühlender Organismen, wie sie für flachmeerische Milieus charakteristisch wären. Dafür beobachtet man vereinzelt schichtparallel verlaufende Lebensspuren, welche eine grössere Wassertiefe anzeigen (SEILACHER 1967). Weiter im Westen, in der Thunersee-Region, kann das tiefermarine Ablagerungsmilieu der unteren UMM mit Hilfe von benthischen Foraminiferenassoziationen belegt werden (SCHERER 1966).

Wie vorangehend dargelegt wurde, widerspiegeln die Sedimentfazies und die horizontale Bioturbation der unteren UMM bei Flühli eine in grösserer Wassertiefe abgelagerte resedimentierte Sequenz. Diese Interpretation steht im Widerspruch zur bisherigen Auffassung. Während die turbiditische Natur der unteren UMM im Hellschwandbach wegen den typischen Bouma-Zyklen bekannt ist (MATTER et al. 1980), galten die oberen Anteile der unteren UMM bei Flühli bisher als Deltaablagerungen (STAUB 1934; GASSER 1968). Hierbei scheinen die von MATTER et al. (1980) und CARBONNEL (1982) beschriebenen Ostrakoden, welche eine geringe Paläowassertiefe anzeigen, diese Hypothese zu stützen. Bei diesen Ostrakoden-Paläowassertiefen sei jedoch Vorsicht angebracht. Es ist durchaus denkbar, dass die winzigen Ostrakoden durch Sturmprozesse aufgewirbelt und durch sturmerzeugte Turbidite (CHAMBERLAIN 1964; KULM et al. 1975) lebend in grössere Tiefen verfrachtet wurden, wo sie abgestorben sind. Abgesehen von diesen Ostrakoden gibt es keine weiteren eindeutigen Indizien für eine ehemalige Küste.

4.2.2 *Der Turbiditfächer-Typ*

Nach oben dickbankiger und grobkörniger werdende Turbidit-Megasequenzen, welche im Liegenden mit Bouma-Turbiditen einsetzen und im Hangenden mit resedimentierten Konglomeraten enden, werden von den meisten Autoren (RICCI LUCCHI 1975; LINK 1975; WALKER 1978 u. a.) auf das Progradieren eines Turbiditfächers zurückgeführt. Hierbei entsprechen die basalen Bouma-Turbidite dem distalen Turbiditfächer. Die überlagernden dickbankigen Resedimente werden im proximalen Bereich des Turbidit-Fächers beheimatet, und die Konglomerate stellen Ablagerungen des Zufuhrkanals (feeder channel) dar.

Das Fehlen von Charakteristiken einer «by-passing»-Zone (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975) sowie die im Vergleich zu den Ablagerungen des distalen Fächers mächtig entwickelten Ablagerungen des proximalen Fächers (Fig. 3 und 5) dokumentieren wenig effi-

ziente Turbiditfächer. Es handelt sich hierbei um einen Turbiditfächer-Typ, der demjenigen entspricht, welcher von NORMARK (1978) aus rezenten Milieus beschrieben wurde. Dieser Turbiditfächer-Typ wird von MUTTI (1985) als Typ-II-System bezeichnet. In einem solchen Typ-II-System lassen sich die einzelnen Faziesassoziationen gegenwärtig nur mit dem Turbiditfächer-Modell von WALKER (1978) sinnvoll interpretieren.

4.2.3 Die Faziesentwicklung im Turbiditfächer

Die vorwiegend mergeligen Abfolgen an der Basis der Hilferschichten, welche gegen das Hangende bis mehrere cm-mächtige Bouma-Turbidite aufnehmen, entsprechen im Turbiditfächer-Modell von WALKER (1978) den Ablagerungen der Beckenebene und des äusseren Fächers.

Darüber folgen aus Bouma-Turbiditen aufgebaute, nach oben dickbankiger werdende Zyklen, die über Kilometer kartiert werden können. Bei dieser Fazies handelt es sich um die sedimentologische Aufzeichnung von randlichen, nichtkanalisierten Anteilen von Suprafächer-Schüttungszungen des mittleren Fächers (smooth portion of suprafan lobes: WALKER 1978). Die systematisch drehenden Paläoströmungsrichtungen zeigen hierbei, dass die zunehmende Bankmächtigkeit nicht nur von einer Progradation herrühren kann, sondern mindestens zum Teil auf seitliches Wandern der Schüttungszungen zurückgeführt werden muss. Gegen das Hangende gelangt man wiederum in eine Wechsellagerung von Mergeln mit geringmächtigen, geringfügig gradierten Bouma-Turbiditen. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um Ablagerungen aus Trübeströmen geringer Dichte, welche zwischen den aktiven Schüttungszungen sedimentiert wurden.

Die lateral extensive Steinibach-Sequenz widerspiegelt den oberen Teil des mittleren Fächers. Hierbei lassen sich die Zyklen mit nach oben zuerst zu-, dann abnehmenden Bankmächtigkeiten auf kanalisierte progradierende oder seitlich wandernde Suprafächer-Schüttungszungen zurückführen. Der nach oben dickbankiger werdende Abschnitt der Zyklen dokumentiert die Ablagerungen vor oder seitlich von sich nähernden Verteilerkanälen. Die darüber folgende, dünnerbankiger werdende Sequenz von einst in verflüssigtem Zustand transportierten Resedimenten (strukturlose Bänke und solche mit Entwässerungsstrukturen) zeigt die allmähliche Aufgabe der Verteilerkanäle an.

Die Steinibach-Sequenz wird von linsenförmigen Sedimentkörpern überlagert. Für Suprafächer-Schüttungszungen in einer Konglomerat transportierenden turbiditischen Umgebung ist die Ausdehnung dieser linsenförmigen Sedimentkörper zu gering. Deshalb dürften hier eigentliche uferwallbildende, nichterosive Kanalsysteme (NORMARK 1978) des oberen Turbiditfächers vorliegen. Der untere, nach oben dickbankiger werdende Abschnitt der Zyklen dokumentiert bei solchen Kanalsystemen nicht das Progradieren einer turbiditischen Sedimentationszunge, sondern wahrscheinlich die allmähliche Kanalisierung der Turbidite während der initialen Uferwallbildung.

Da in rezenten Turbiditfächern eine positive Korrelation zwischen der Breite der Kanalkomplexe und dem Fächerradius besteht (NORMARK 1978), können wir den Radius des Flühlfächers in seiner Grössenordnung abschätzen. Dieser betrug, bei einer Breite der hier aufgezeichneten Kanalkomplexe von 1 bis 3 km (vgl. Abschnitt 4.1.4), weniger als 30 km. Wenn wir die Breite der Beichlen-Schwermineralprovinz (vgl. Abschnitt 7.3) mit einbeziehen, dann erscheint ein Radius von 15 bis 20 km als wahrscheinlich.

Die sandmatrixgetragenen Konglomerate (Schuttströme, debris flows), welche die turbiditische Megasequenz nach oben abschliessen, sind nach WALKER (1975, 1977) charakteristisch für die Füllungen ehemaliger Zufuhrkanäle (feeder channels). Dass diese fossilen Schuttströme in Kanälen abgelagert wurden, wird durch das laterale Auskeilen der sandmatrixgetragenen Konglomerate dokumentiert.

4.3 Sedimentfazies, Faziesentwicklung und Paläoströmungsrichtungen in den übrigen Lokalitäten des Untersuchungsgebietes

Während an den übrigen Lokalitäten des Untersuchungsgebietes in den oberen zwei Dritteln der basalen UMM-Turbidite eine ähnliche Faziesentwicklung wie bei Flühli beobachtet werden kann (Fig. 3), liegt die fazielle Entwicklung des unteren Drittels, da meist tektonisch abgesichert, im dunkeln. Einzig im Gersterngraben (Fig. 3) tritt eine basale Abfolge vorwiegend klassischer Turbidite (Bouma-Turbidite) auf, welche mit derjenigen von Flühli eine gewisse Ähnlichkeit aufweist. Im Gersterngraben konnte beobachtet werden, dass das B-Intervall in geringmächtigen gradierten Turbiditen oft vollständig fehlt (Tf. 1a). Ob die B-Intervalle nie gebildet wurden oder ob sie Erosionsphasen bei der Bildung der Turbidite zum Opfer gefallen sind, konnte nicht entschieden werden. Bei beiden Interpretationen weist jedoch das Fehlen des B-Intervalls auf eine erhöhte Nichtstationarität der ehemaligen Turbidite hin, was mit der Annahme eines wenig effizienten Turbiditfächers gut übereinstimmt.

Die Resedimente der unteren UMM sind im obersten Abschnitt von Region zu Region unterschiedlich ausgebildet. Während derselbe in der Thunersee-Region aus Sandsteinen mit invers gradierten Intervallen zusammengesetzt ist, trifft man in Vorarlberg und Oberbayern invers oder normal gradierte Konglomerate an.

In Vorarlberg und in Oberbayern sind die resedimentierten Konglomeratgerölle oft dachziegelartig gelagert (Imbrikation). Die feinkonglomeratischen Resedimente an der Ammer, welche dort invers gradiert sind, führen mit der Längsachse in Paläoströmungsrichtung eingeregelter Kies (Tf. 2d). Dies deutet nebst der inversen Gradierung darauf hin, dass die Gerölle vor der Ablagerung durch elastische Kollision (dispersiver Druck) in Schwebe gehalten wurden (DAVIES & WALKER 1974; WALKER 1975, 1977). An der Lech (Bayern) und am Zängerlesberg (Egg-Vorarlberg) finden man normal gradierte Konglomerate. Hier sind die Längsachsen der Gerölle meist quer zur Paläoströmungsrichtung ausgerichtet. Dies weist auf einen Gerölltransport durch Rollen (Traktion) hin. Die Turbiditenergie, welche offensichtlich ausreichte, um dichtemodifiziertes Kornfliessen (LOWE 1982) von Kiesgeröllen (< 63 mm) aufrechtzuerhalten, war für einen Kollisions-transport von Geröllen (> 63 mm) zu gering. Wir beobachten deshalb bei Geröllen nur noch Transport durch Rollen. Dies weist ebenfalls darauf hin, dass die UMM-Trübestrome wenig effizient waren.

Figur 6 (oben) zeigt die aus den Sohlmarken und der Schrägschichtung ermittelten Paläoströmungsrichtungen. Diese weisen in der Region zwischen dem Thunersee und dem Entlebuch nach Nordwesten bis Nordosten. Das heisst, hier sind die ehemaligen Trübestrome quer zur WSW nach ENE streichenden Beckenachse geflossen (radiale Schüttungen). Östlich des Rheins beobachten wir dagegen in Richtung Osten und Nordosten zeigende Paläoströmungen. Hier flossen die Trübestrome beckenparallel (longitudinale Schüttungen).

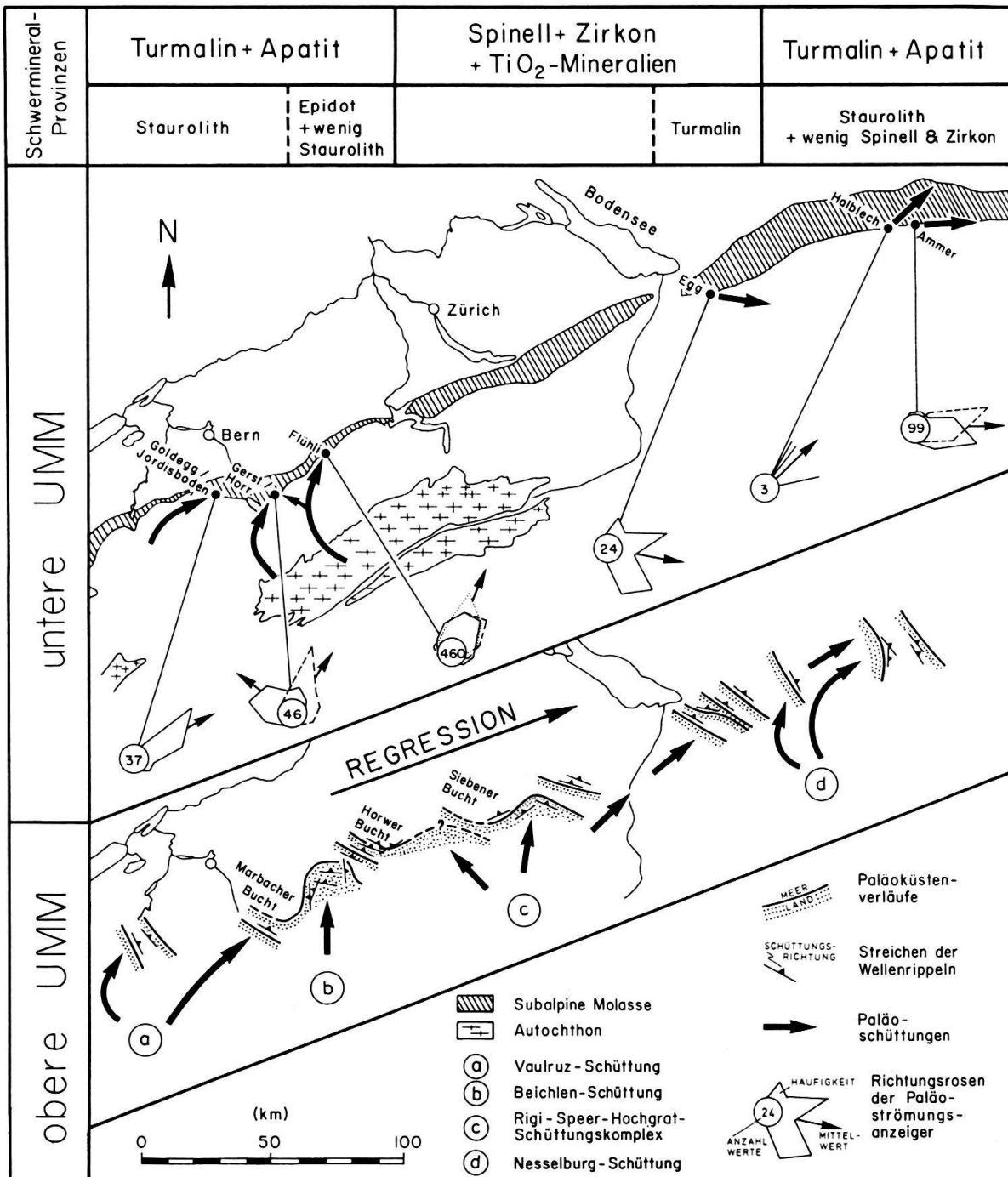


Fig. 6. Schwermineralprovinzen, Paläostromungsrichtungen und Paläoküstenverläufe in der unteren und oberen UMM.

5. Sedimentfazies und Faziesentwicklung in der mittleren UMM

5.1 Die Faziesentwicklung an der Ammer (Oberbayern)

Die etwa 800 m mächtige mittlere UMM setzt hier über dem teils feinkonglomeratisch ausgebildeten oberen Anteil der unteren UMM mit ziemlich reinen Tonmergeln ein (Fig. 3). In diesen Tonmergeln treten vereinzelte mm- bis cm-mächtige, meist parallel