

Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Luzern
Band: 31 (1990)

Artikel: Wirkung von Wellen und Gezeiten bei der Ablagerung der Oberen Meeresmolasse : Löwendenkmal und Gletschergarten : zwei anschauliche geologische Studienobjekte

Autor: Keller, Beat

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-523687>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 07.10.2024

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

Wirkung von Wellen und Gezeiten bei der Ablagerung der Oberen Meeresmolasse

Löwendenkmal und Gletschergarten – zwei anschauliche geologische Studienobjekte

BEAT KELLER

Zusammenfassung

Die Obere Meeresmolasse (OMM) besteht aus den jüngsten marinen Ablagerungen des schweizerischen Vorlandbeckens und gliedert sich in eine ältere Luzerner und eine jüngere St. Galler Formation. Aufgrund aktueller Untersuchungen kann nicht ausgeschlossen werden, dass das Meer bereits im Aquitanian in das schweizerische Molassebecken vorgestossen ist. Neue Datierungen erlauben auch, die Grenze zwischen der Luzerner und der St. Galler Formation mit der Säugetierzone MN3b (mittleres Burdigalian: Niveau Hintersteinbruch) zu korrelieren. Der Meeresrückzug am Beckensüdrand hat bereits im Zeitraum der Säugetierzone MN4b (oberes Burdigalian) stattgefunden.

Neue Untersuchungen zeigen auf, dass der Paläotidenhub und damit die Gezeitenwirkung im OMM-Meer der Zentral- und Ostschweiz über Tausende von Jahren zu- und abgenommen haben muss. Demnach waren die räumlichen hydrodynamischen Unterschiede gegenüber den zeitlichen von geringerer Bedeutung.

Diese neuen Ansichten lassen sich in den Felswänden des Löwendenkmals und des Gletschergartens (Luzern, Zentralschweiz) anschaulich demonstrieren. Über einer scharfen Erosionsdiskordanz kann hier ein Wechsel von einer wellendominiert-gemischtenenergetischen zu einer gezeitendominierten Fazies beobachtet werden.

Im Löwendenkmal herrschen parallel geschichtete und laminierte Vorstrand- und Strandablagerungen vor. Der geringe, maskierte Gezeiteinfluss an dieser weitgehend wellendominierten Paläo-Küste blieb lediglich in reliktsch erhaltenen Sandriffen aufgezeichnet.

Demgegenüber besteht die Fazies des Gletschergartens aus gezeitendominierten Sedimenten, wobei die Ablagerungen hochenergetischer Gezeitenrinnen und exponierter Sandbänke überwiegen. Untergeordnet finden sich auch Sedimente von Sandwatten und sturmdominierten Gezeitenstränden, gelegentlich mit flutorientierten Sandriffen.

Der aus der Sicht der geologischen Aufzeichnung gesehen abrupte Wechsel von Ablagerungen einer wellendominiert-gemischtenenergetischen Küste mit Mikrotiden hin zu Sedimenten einer gezeitendominierten Küste mit Mesotiden, kann infolge des annähernd gleich gebliebenen Paläo-Wellenklimas nur durch eine Zunahme des Gezeitenhubs erklärt werden. Die Ursache dafür wird in einem raschen Aufbau einer stehenden Gezeitenwelle gesehen, die ihrerseits durch eine transgressionsbedingte Vergrößerung des Gezeitenprismas ermöglicht wurde. Eine derartige, durch Meeresspiegelschwankungen ausgelöste Zu- und Abnahme des Paläo-Tidenhubs hat sich während der Sedimentation der OMM mehrere Male wiederholt.

Résumé

La Molasse marine supérieure (OMM) est constituée des plus récents dépôts d'avant pays du bassin molassique suisse. Elle est subdivisée en: Formation de Lucerne, la plus ancienne, et Formation de St-Gall, la plus jeune. Sur la base de nouvelles informations, une transgression marine dans le bassin molassique Suisse à l'Aquitainien n'est pas exclue. Les dernières datations permettent la corrélation de la limite entre les Formations de Lucerne et de St-Gall avec la biozone de mammifères MN3b (Burdigalien moyen). La régression sur la marge sud du bassin commence déjà dans la biozone de mammifères MN4b (Burdigalien supérieur).

Les nouvelles recherches indiquent que le paléomarnage et, donc, l'énergie des marées dans la mer de la Molasse marine supérieure (Suisse centrale et occidentale) doivent avoir fluctué durant plusieurs milliers d'années. Par conséquent, les variations spatiales de l'hydrodynamisme étaient moins importantes que ses variations dans le temps.

Ces nouvelles interprétations sont illustrées par les affleurements du Monument du Lion et du Jardin des Glaciers (Lucerne, Suisse centrale) où l'on observe un contact nettement érosif séparant un faciès marqué par la nette influence des vagues d'un faciès dominé par celle des marées.

Dans la carrière du monument du Lion des dépôts laminés à stratifications planes parallèles d'avant-plage et de plage dominant. Le témoignage de la faible importance des marées est conservé dans les bancs sableux de la côte soumise à l'influence des vagues.

Le faciès du Jardin des Glaciers consiste en dépôts de marées de très haute énergie tels que ceux formés dans des chenaux de marées et sur des hauts-fonds sableux exposés. On observe aussi des dépôts de barres sableuses d'estran et de plages soumises à des marées et parfois des rides sableuses orientées.

Ces brusques modifications de la sédimentation allant d'un dépôt côtier microtidale d'énergie mixte exposé à l'action des vagues à un dépôt mésotidale dominé par les marées ne peuvent être expliquées que par une augmentation de l'amplitude des marées car l'action des vagues restait constante. La cause la plus probable de ces changements est la formation d'une onde stationnaire en rapport avec un accroissement du marnage en raison de la transgression. Un tel

changement doit s'être produit à différentes périodes durant le dépôt de la Molasse marine supérieure.

Abstract

The Upper Marine Molasse (OMM) comprises the youngest marine deposits of the Swiss foreland basin. It is subdivided into an older Lucerne Formation and a younger St. Gallen Formation. A marine transgression into the Swiss Molasse basin during the Aquitanian cannot be ruled out by new evidence. New datings permit the correlation of the boundary between the Lucerne and the St. Gallen Formations with the mammal zone MN3b (middle Burdigalian). The regression at the southern margin of the basin took place within the mammal zone MN4b (late Burdigalian).

New evidence suggests that the paleo-tidal range, and, therefore, the tidal energy, of the OMM sea of central and eastern Switzerland must have fluctuated over thousands of years. Thus, spatial differences in hydrodynamics were less important than temporal differences.

These new insights are illustrated in rocks of the Lion Monument and Glacier Garden (Lucerne, Central Switzerland) where a sharp, erosive contact separates wave-dominated from tide-dominated facies.

In the former quarry of the Lion Monument parallel-bedded and -laminated shoreface and foreshore deposits predominate. The minor and masked tidal influence in this mainly wave-dominated paleo-coast was only preserved in beach ridges.

On the other hand, the sequence of the Glacier Garden consists of tide-dominated sediments, particularly high energy facies such as tidal channels and exposed shoals. Also present are deposits of sand flats and storm-dominated, tidal beaches, occasionally with flood-oriented sand ridges.

This abrupt change from sediments of a wave-dominated, microtidal coast to those of a tide-dominated, mesotidal coast can only be explained by an increase in the tidal range (paleo wave climate remaining constant). The most likely cause of this variation is the formation of a standing tidal wave, related to an increase in the tidal prism occurring during transgression. Such conditions must have been repeated several times during the deposition of the Upper Marine Molasse.

*Einleitung**Historisches*

Vorab in den Anfängen der systematischen geologischen Erforschung des Mittellandes kam der Molasse des Kantons Luzern eine grosse Bedeutung zu. Diese besondere Stellung in der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts lässt sich in erster Linie mit der hervorragenden Qualität der Molasseaufschlüsse im südlichen Kanton Luzern erklären. Die tief eingeschnittenen Talungen des Rümli, des Ränggbaches und der Reuss, aber auch die mitunter steilen Felswände der Rigi und des Napfs boten den damaligen Geologen einen hervorragenden Einblick in den Aufbau des Felsuntergrundes.

Zur Bekanntheit der Luzerner Molasse dürfte aber nicht zuletzt auch der bedeutende Luzerner Geologe FRANZ JOSEPH KAUFMANN (1825–1892) beigetragen haben, dessen klassische Beschreibungen der Geologie der Zentralschweiz (KAUFMANN, 1860, 1872, 1886) in der Fachwelt grosse Beachtung fanden.

Zu Beginn dieses Jahrhunderts richtete sich das Interesse dann zunehmend auf die alpenrandnahe Subalpine Molasse, deren altersmässige und tektonische Beziehungen es zu ergründen galt (z. B. BAUMBERGER [1925, 1929, 1930, 1931], BUXTORF [1936], HEIM [1907, 1932], KOPP & MARTIN [1938]; ROLLIER [1911], STEHLIN [1922, 1934] usw.). Bezogen auf die mittelländische Molasse verlagerte sich das Schwergewicht der Forschung dagegen zunehmend in die Ostschweiz (z. B. BÜCHI & HOFMANN [1945], HABICHT [1945]) und Westschweiz (z. B. BERSIER [1959], HAUS [1937], RUTSCH [1928]).

Die nach dem 2. Weltkrieg intensiviertere Suche nach Erdöl und Erdgas in der Schweiz liess das ökonomische Interesse am Molasse-Becken aufleben, und einige der grossräumigen Untersuchungen im Zusammenhang mit den Erdölbohrungen schlossen auch Betrachtungen über den Kt. Luzern mit ein (z. B. BÜCHI [1957, 1958], BÜCHI et al. [1965]). Nach der Abteufung der erfolglosen Bohrungen auf dem Kantonsgebiet (Altshofen [KOPP, 1952], Pfaffnau [LEMCKE et al., 1968]) wurde es in den 50er Jahren wieder ruhiger, und nur wenige neuere Arbeiten trugen zur Erweiterung des Kenntnisstandes über die Luzernische Molasse bei (BENKERT, 1984; DIEM, 1986; GASSER, 1968; MATTER, 1964; MATTER et al., 1980; STÜRM, 1973; VOLLMAYR & WENDT, 1987).

Der Wandel in der Deutung der Oberen Meeresmolasse (OMM)

Seit Erscheinen der «Monographie der Molasse» von STUDER (1825), welche die wissenschaftliche Phase der Molasseforschung einleitete, waren die Ansichten über den Sinngehalt und die Entstehung der Molasse einem stetigen Wandel unterworfen. Trotz einiger Verwirrungen wird der Begriff «Molasse» auch heute noch weltweit für die Füllung der Vorlandsenke eines Gebirges verwendet, die in den späten Phasen der Gebirgsbildung abgelagert wurde. Die unter dem Begriff «Molasse» zusammengefassten Sedimente bestehen vorwiegend aus dem Abtragungsschutt des entstehenden Gebirges und daher fast ausschliesslich aus Trümmergesteinen (Sandstein, Nagelfluh usw.).

Die jüngsten marinen Ablagerungen des alpinen Molassebeckens bezeichnet man seit ARNOLD ESCHER VON DER LINTH (1844) als Obere Meeresmolasse (OMM) (Abb. 2). Die Deutung von deren Ablagerungen erfuhr im Verlaufe der Zeit einen Wandel und präziserte sich dabei zunehmend. Bereits GRUNER (1774) hatte aus Versteinerungen gefolgert, dass in der Molasse Meeresablagerungen vorkommen, und schon KAUFMANN (1860, 1872) mutmasste in den «Luzernerschichten» (Luzerner Formation) untiefe Strandbildungen eines schmalen, brackischen Meeresarmes. 1945 schloss dann SPECK aus der Anwesenheit verschiedener Sedimentstrukturen und Spurenfossilien (Vogelfährten) erstmals, dass es keinen Grund gebe, die Wirksamkeit von Ebbe und Flut im Molassemeer zu bezweifeln. Den sedimentologischen Nachweis einer Gezeitenwirkung erbrachte jedoch erst HOMEWOOD (1981) anhand von Gezeitensandwellen im Kt. Freiburg.

Vom Zeitpunkt dieser Erkenntnis an beurteilte man das OMM-Meer allgemein als ein Gezeitenmeer (HOMEWOOD & ALLEN, 1981; ALLEN et al., 1985).

Zu einer gegensätzlichen Ansicht gelangten allerdings BENKERT (1984) und HAMMER (1984), die aus den von ihnen bearbeiteten

Ablagerungen der OMM in der Zentral- und Ostschweiz eine Dominanz der Wellenwirkung folgerten. Diesen Widerspruch versuchten HOMEWOOD et al. (1989) dahingehend zu lösen, dass sie eine gleichzeitige Existenz sowohl wellen- als auch gezeiten-dominierter Küstenabschnitte im OMM-See postulierten.

Neuere Untersuchungen (KELLER, 1989) haben nun aber zu Tage gebracht, dass der Tidenhub und damit die Gezeitenwirkung im OMM-See der Zentral- und Ostschweiz über Tausende von Jahren zu- und abgenommen haben musste. Demnach waren die räumlichen Unterschiede eher von untergeordneter Bedeutung. Während Zeiten mit geringem Gezeitenhub beherrschten die Wellen das hydrodynamische Geschehen, bei grossem Gezeitenhub dominierten dagegen die Tidenströmungen.

Das Löwendenkmal und der Gletschergarten als geologische Anschauungsobjekte

Die besagten neuen Ansichten über das Wechselspiel der Naturkräfte im OMM-See lassen sich anschaulich in den Felswänden des Löwendenkmals und des Gletschergartens demonstrieren. Der hier anstehende Fels gehört zur Luzerner Formation (untere OMM, Abb.4), deren Sandsteine öfters auch als Luzerner Sandstein bezeichnet werden.

Schon seit dem Mittelalter galt der Luzerner Sandstein als beliebter Baustein und wurde innerhalb des Stadtgebietes in mehreren Steinbrüchen ausgebeutet. Ein wichtiges Abbaugelände stellte die Talung der heutigen Zürichstrasse dar, der entlang vorwiegend Mauer-, Quader- und Hausteine gebrochen wurden.

Einer der ältesten und bereits im 16. Jahrhundert ausgebeuteten Steinbrüche war jener von «St. Antoni», in dem sich heute das Löwendenkmal befindet. Dieser Bruch lieferte Bausteine unter anderem für die nahe gelegene Hofkirche. Anfangs des 19. Jahrhunderts wurde er stillgelegt (MARTIN,

1975). In den Jahren 1820–1821 meisselte hier der Konstanzer Bildhauer LUKAS AHORN den heute weltberühmten Löwen in den Fels. Ein Modell des dänischen Künstlers BERTEL THORWALDSEN diente ihm als Vorlage für dieses Monument, das an die unselige Schweizer Reisläuferei erinnert: Es ist den im Jahre 1792 gefallenen Schweizer Söldnern gewidmet, welche die Tuilerien, die Residenz von Louis XVI., vor dem Zorn des aufgebrachtten Pariser Volkes schützten.

1872 wollte dann J.W. AMREIN auf dem nördlich an das Löwendenkmal angrenzenden Gelände einen Weinkeller einlassen. Als man jedoch zu Beginn der Aushubarbeiten ein rundes «Loch» im Fels entdeckte, wurden diese Pläne durchkreuzt: Der bereits eingangs erwähnte Luzerner Geologe F. J. KAUFMANN deutete das Strudelloch sogleich folgerichtig als stummen Zeugen der Eiszeit und bewog den jungen AMREIN zum vorsichtigen Abdecken der von Gletscher und Schmelzwasser geformten Felsoberfläche. Es ist wohl seiner grossen Begeisterung für die sich stürmisch entwickelnden Naturwissenschaften und einem enthusiastischen Idealismus zu verdanken, dass der Jungunternehmer AMREIN auf das Drängen der Naturwissenschaftler hin – unter ihnen der berühmte Schweizer Geologe ALBERT HEIM – beschloss, dieses Naturdenkmal, den heutigen Gletschergarten, der Öffentlichkeit zugänglich zu machen.

Geologischer Überblick

Allgemeines über das alpine Vorland und die Schweizer Molasse

Das Molasse-Becken gehört zu einem ganzen System sedimentärer Becken, die während der alpinen Gebirgsbildung entstanden sind (Abb.1), es erstreckt sich heute über 800 km von Chambéry bis Wien. Durch seine Lage vor dem Alpengebirge wird es gemeinhin zu den Vorlandbecken gezählt. Die heutige Form (Abb.3) wie auch die Natur der Beckenfüllung können am besten anhand einer kurzen Übersicht der Entstehungsgeschichte verstanden werden.

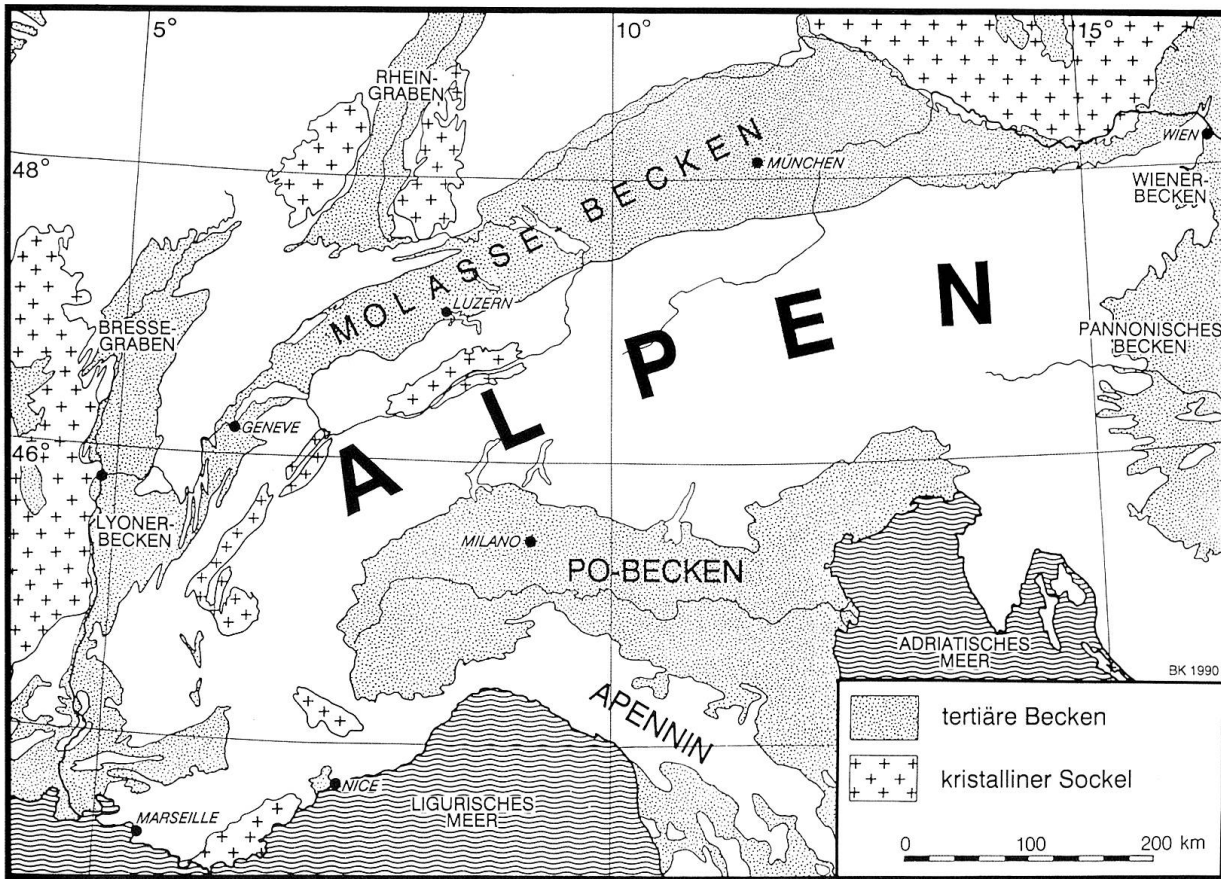


Abb. 1: Die Verteilung der tertiären Becken im Bereich der Alpen.

Abriss der Entstehungsgeschichte des Molasse-Beckens

Die Entwicklung des Beckens nahm ihren Anfang im Alttertiär (Paleozän-Eozän: vor zirka 60–50 Mio. Jahren) mit der beginnenden Kollision zwischen der europäischen und der adriatischen Kontinental-Platte. Dadurch wurde der Südrand der europäischen Platte unter Bruchbildung abgebogen. Zur gleichen Zeit setzte – wohl auch infolge der Transgression des Meeres aus Südosten – die Ablagerung des helvetischen Tertiärs mit Küsten- und Schelf-Sedimenten ein.

Im Zusammenhang mit einer Intensivierung der Krustenverkürzung im späten Eozän und frühen Oligozän (zirka 45–35 Mio. Jahre) erfolgte von Süden her eine erste Überschiebung penninischer und ostalpiner Deckeneinheiten auf den europäischen Kontinentalrand. Dies führte im Süden zum Aufstieg von Inselketten und damit zur Isolation der europäischen Plattform zum Vorlandbecken. Unter der zunehmenden Deckenauflast sank nun der Beckenboden rasch ab,

wodurch tiefe Tröge entstanden, in denen die von Trübeströmen (Turbidite) geprägten helvetischen Flysche abgesetzt wurden. Einhergehend mit der fortschreitenden Überschiebung der alpinen Decken wanderten auch die Trogachse und das Ablagerungszentrum kontinuierlich nach Norden.

Mit der Auffüllung des jüngsten und nördlichsten Flyschtröges vollzog sich der Übergang hin zur Molasse-Sedimentation. Die im unteren Oligozän abgelagerte Untere Meeresmolasse (Abb. 2) zeigt anfänglich noch die für Flysche typischen Turbidite. Mit zunehmendem Seichterwerden gelangten dann vorerst tonige Beckensedimente (Grisiger Mergel), danach wellendominierte Küsten- und Strandsedimente (Horwer Sandstein) zur Ablagerung.

Die endgültige Verlandung des Meeres wurde durch einen weltweiten Meeresspiegelabfall besiegelt und leitete in die kontinentalen Ablagerungen der Unteren Süßwassermolasse über (Abb. 2). Im Späten Oligozän (zirka 30–25 Mio.

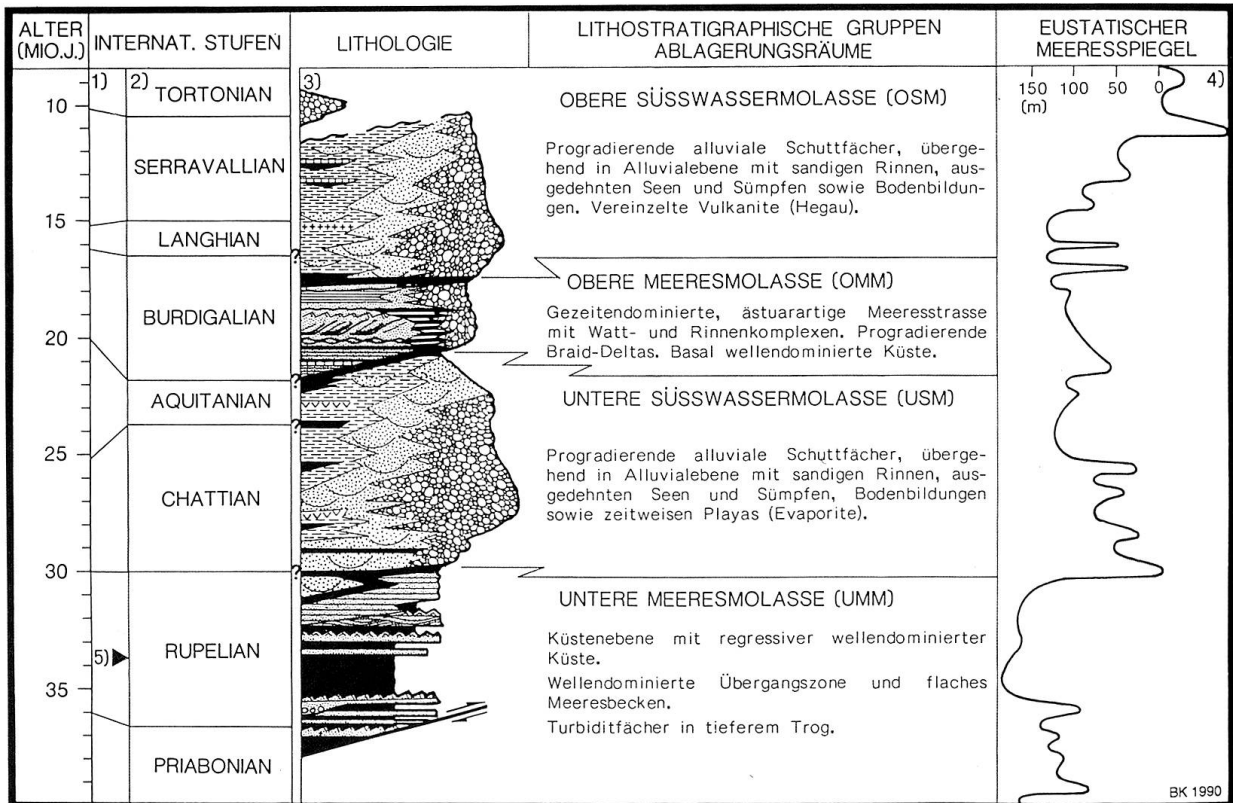


Abb. 2: Sammelprofil des Schweizerischen Molassebeckens (zusammengestellt nach 1: HAQ et al. [1987]; 2: BERGGREN et al. [1985]; 3: MATTER et al. [1980], DIEM [1986], KELLER [1989]; 4: HAQ et al. [1987]; 5: neue Priabonian/Rupélian-Grenze nach ODIN & MONTANARI [1989]).

Jahre) erfolgte die Hebung des jungen Alpenkörpers zum Hochgebirge. Dadurch nahmen die Erosionsleistung und die Transportkraft der Flüsse zu. Entlang des damaligen Alpennordrandes entwickelte sich eine Vielzahl grösserer und kleinerer Schutfächer, unter ihnen der enorme Rigischutfächer. Die Entwässerung der Schwemmebene erfolgte gegen Osten.

Vermutlich durch einen Anstieg des Meeresspiegels ausgelöst und durch das Nachlassen der Sedimentzufuhr begünstigt, drang das Meer im Frühen Miozän (zirka 22 Mio. Jahre) zuerst von W aus dem Rhonetal, später auch von E in das Schweizerische Molasse-Becken vor. Im Gegensatz zur Unteren Meeresmolasse, deren Nordküste etwa im Bereich des heutigen Alpennordrandes verlief, stiess das Meer nun bis in den zu dieser Zeit noch ungefalteten Jura vor. Längs der etwa auf der Höhe des heutigen Alpennordrandes gelegenen Südküste bauten sich ausgedehnte Deltakörper vor, wie z. B. jener des Hörnli oder des Napf (Abb. 14).

Mit dem Beginn der letzten grossen, alpinen

Deformationsphase am Ende des Unteren Miozäns (zirka 17 Mio. Jahre) zog sich das Meer endgültig aus dem Schweizerischen Molasse-Becken zurück und hinterliess eine flache, vermutlich gegen W entwässerte Schwemmebene. Deren N-Rand war wiederum von ausgedehnten Schutfächern wie dem Napf oder dem Hörnli gesäumt (Abb. 2). Ungefähr zu dieser Zeit setzte auch bereits die Deformation des Vorlandbeckens ein, was an dessen Südrand u. a. die Überschiebung der Subalpinen Molasse zur Folge hatte.

Vermutlich infolge der Hebung des gesamten Molasse-Beckens klang die Sedimentation der Oberen Süsswassermolasse an der Wende Mittel-/Ober-Miozän aus, gelegentlich unterbrochen von lokaler Schutzzufuhr aus dem jungen Juragebirge.

Die heutige Struktur des Molasse-Beckens

Im Querschnitt durch das Schweizerische Mittelland und seine angrenzenden Gebiete (Abb. 3) wird die typische, keilförmige Geometrie eines

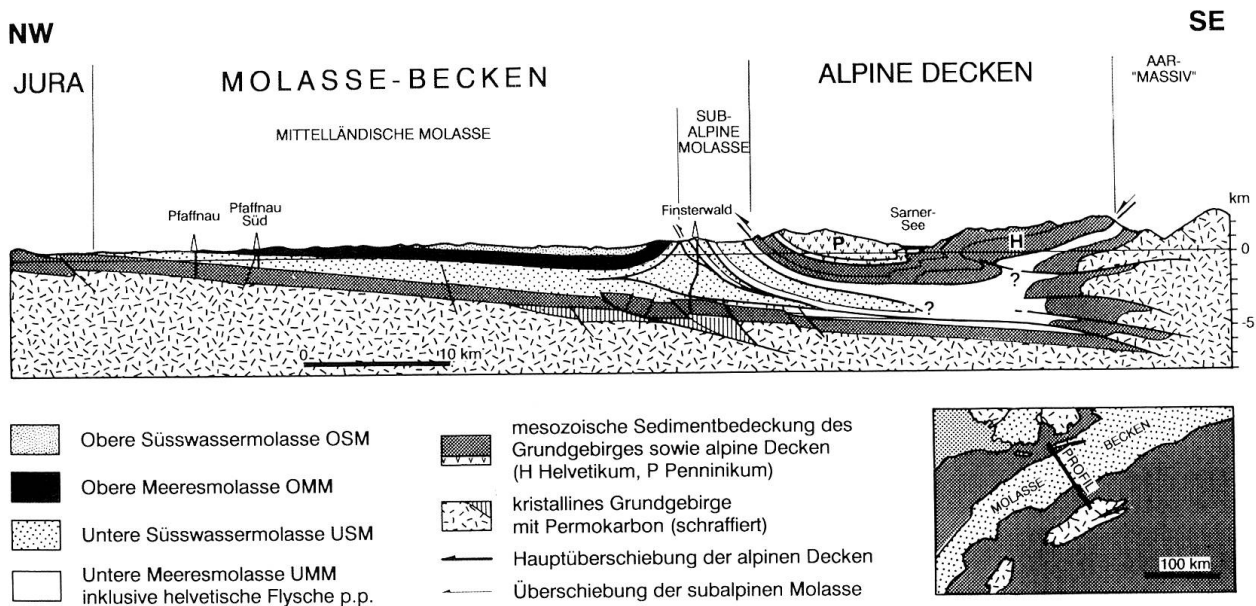


Abb. 3: Schematisches Profil durch das Molasse-Becken und seine angrenzenden Gebiete (umgezeichnet nach VOLLMAYR & WENDT [1987] sowie mündl. Mitteilungen von A. PFIFFNER und M. BURKHARD).

Vorlandbeckens gut ersichtlich. Diese asymmetrische Struktur ging hervor aus der stärkeren Absenkung des Beckenbodens im Süden, infolge einer Abbiegung der europäischen Lithosphäre gegen das junge Gebirge hin. Als Ursachen dieser Flexur der Lithosphäre gelten heute im wesentlichen die Auflast der von Süden her überschobenen Gesteinsmassen sowie das zusätzliche Gewicht der Beckenfüllung.

Die heutige Gliederung des Molasse-Beckens geht aus dessen späteren tektonischen Verformung hervor, wobei wir von Norden nach Süden folgende Einheiten unterscheiden (Abb. 3):

Molasse des Jura:

Bedeckte einst weite Teile des Juras und liegt heute infolge der Jurafaltung nur noch in Form isolierter Erosionsrelikte in einigen Synklinalen vor.

Mittelländische Molasse:

Weitgehend flachliegend, teilweise mit sanften Falten und Brüchen unterschiedlicher Versetzungsbeträge. Geht gegen S zuerst in eine monoklinale Falte, dann in eine stark gestauchte Zone mit steil aufgerichteten und teilweise gefalteten Schichten über.

Subalpine Molasse:

Nach N überschobene Molasse-Decken (z. B. Rigi und Rossberg), die ihrerseits von helvetischen und penninischen Decken überlagert werden.

Die Obere Meeresmolasse von Luzern

Der geologische Untergrund der Stadt wurde bereits von KAUFMANN (1872, 1887) ausführlich beschrieben. Durch die Arbeiten von BAUMBERGER (1925) und KOPP (1962) erfuhren KAUFMANN'S Erkenntnisse später eine wesentliche Erweiterung.

Tektonik

Die Stadt Luzern liegt am Südrand des Molasse-Beckens im Übergang zwischen der Mittelländischen Molasse im Norden und der Subalpinen Molasse im Süden (Abb. 3, vgl. auch KOPP [1962]). Während der Untergrund der südlichen Stadtteile (Würzenbach, Matthof) der «gefalteten» Molasse zugehört, befindet sich der Nordteil im Bereich der monoklinale Falte. So fallen die Schichten der Oberen Meeresmolasse im Löwendenkmal und Gletschergarten mit rund 50° gegen Norden ein und tauchen unter die mittelländische Obere Süsswassermolasse ab.

Lithostratigraphie

Die stratigraphische Unterteilung der schweizerischen Molasse ist durch einige

Verwirrungen gekennzeichnet. Diese sind hauptsächlich darauf zurückzuführen, dass die Geschichte der zeitlichen Stufengliederung des europäischen Tertiärs eng mit den Gliederungsversuchen des Schweizer Molassebeckens verbunden ist. Im Zuge dieser Entwicklung, zu deren treibenden Kräften anfangs auch der bekannte Schweizer Paläontologe und Stratigraph CHARLES MAYER-EYMAR gehörte, erhielten viele der in der Schweiz eingebürgerten Begriffe neue und abweichende Inhalte. So unterteilte man die Molasseablagerungen in verschiedene Abteilungen, die mit dem jeweiligen vermeintlichen Alter bezeichnet wurden. Von diesem Zeitpunkt an wurde die zeitliche Einstufung (Chronostratigraphie) der Gliederung der Schichten aufgrund des Gesteinscharakters und der Lagerung (Lithostratigraphie) gleichgesetzt. Der Oberen Süsswassermolasse ordnete man z. B. ein tortones Alter zu und bezeichnete sie daher als «Tortonien» (vgl. BAUMBERGER [1934]).

Die «Zeitskala» der Geologen wird jedoch laufend den neuen Erkenntnissen angepasst und verfeinert, wodurch die altersmässigen Unter- und Obergrenzen der Stufen und somit deren zeitlicher Umfang sich fortdauernd ändern. So wissen wir heute, dass die Gesteine des «Tortonien» unserer Oberen Süsswassermolasse nicht mehr das ihnen ursprünglich zugeordnete Alter des Tortonian haben, sondern mehrheitlich den internationalen Stufen des Langhian und Serravallian angehören (Abb. 2 und 4).

Auch den Schichtkomplex der OMM unterteilte man aufgrund seines scheinbaren Alters in ein älteres «Burdigalien» und ein jüngeres «Helvétien». Doch auch hier stimmen die einst zugeordneten Stufen nicht mehr mit dem heute ermittelten Alter überein, weswegen für die Gliederung der Oberen Meeresmolasse anstelle der überholten Bezeichnungen «Burdigalien» und «Helvétien» besser die rein lithostratigraphischen Termini Luzerner Formation (für das ehem. «Burdigalien») und St. Galler Formation (für das ehem. «Helvétien») verwendet werden (KELLER, 1987, 1989) (vgl. Abb. 4).

Altersmässige Einstufung

Trotz intensiver Bemühungen seit dem Beginn der Molasseforschung erwies sich die zeitliche Einstufung als besonders schwierig. Als Erschwernis zeigt sich dabei die hohe Sedimentationsrate im schweizerischen Vorlandbecken, wobei allein am Nordrand der Mittelländischen Molasse innert 25 Millionen Jahren über 4 km Sedimente abgelagert wurden. Dies entspricht einer mittleren Sedimentationsrate von rund 0,2 mm/Jahr. Um derart schnell abgelagerte Schichtkomplexe zu datieren, wäre ein hohes stratigraphisches Auflösungsvermögen vonnöten. Leider aber birgt die Molasse gerade hier einen zweiten Schwachpunkt, indem in den vorwiegend terrestrischen Ablagerungen die klassischen marinen Leitfossilien fehlen. Zudem wurden die geringmächtigen Einschaltungen der marinen Molassen unter randmarinen Bedingungen abgesetzt, weswegen hier das für die Biostratigraphie des Tertiärs wichtige Plankton weitgehend fehlt oder unterentwickelt ist. Trotz dieser Unzulänglichkeiten hat die Forschung in jüngster Zeit verschiedene Erfolge gezeitigt. Nicht ohne Bedeutung sind dabei die Ergebnisse der Auswertungen des Datenmaterials aus der Stadt Luzern, das infolge der regen Bautätigkeit gesichert werden konnte.

So kamen an verschiedenen Stellen Reste von versteinerten Kleinsäugetern zum Vorschein, aufgrund derer sich terrestrische Ablagerungen datieren liessen. Als besonders ergiebig erwies sich dabei eine Baustelle beim Hintersteinbruch (Rosenberg, Koordinaten 665 670/212 550, Abb. 15: Profilmeter 709), aus der in grösserem Umfang fossile Kleinsäugetierzähne geborgen werden konnten. Eine Auswertung des Fundmaterials durch B. ENGESSER (Basel) erlaubte eine Einstufung in die Säugetierzone MN3b, wodurch in der Schweiz erstmals die Grenze zwischen der Luzerner Formation und der St. Galler Formation datiert werden konnte (KELLER, 1989). Die Säugetierzone MN3b lässt sich heute dem Mittleren Burdigalian zuordnen (Abb. 4). Aufgrund der doch sehr reichen Fauna wurde diese Fundstelle von

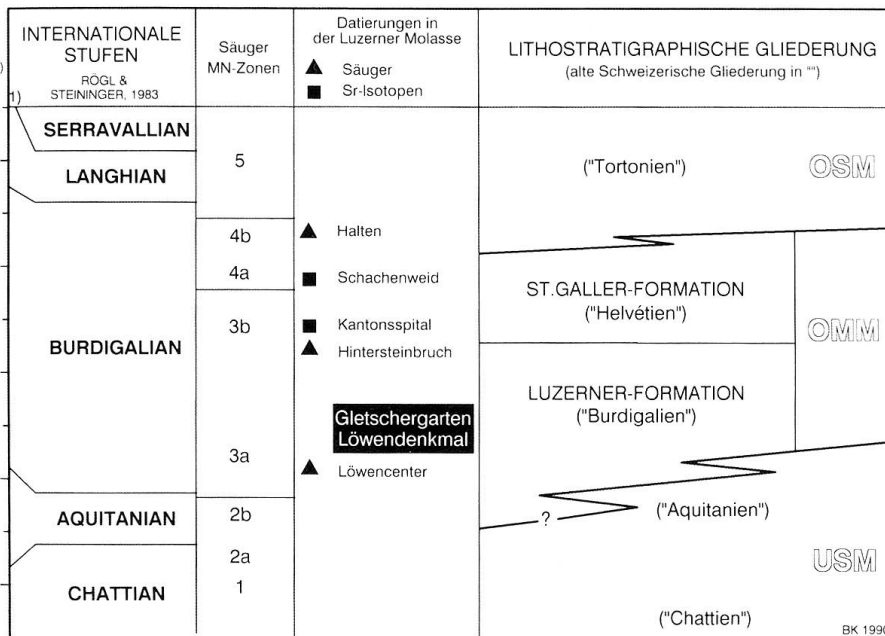


Abb.4: Lithostratigraphische Gliederung und zeitliche Korrelation der Luzerner Molasse (nach KELLER [1989]; 1: Stufengrenzen nach BERGGREN et al. [1985]).

ENGESSER (1989) als Referenzlokalität «Hintersteinbruch» in dessen neue Säugetierzonierung aufgenommen.

Weitere datierbare Faunen lieferten die Baustelle beim Löwencentener (Koordinaten 666225/212060, Abb. 15: Profilmeter 176), die in die Säugerzone MN3a (oder jünger) zu liegen kommt, sowie ein Aufschluss in der basalen OSM bei Halten in Ebikon (Koordinaten 668250/215260) in der Säugetierzone MN4a oder 4b (KELLER, 1989).

Eine neue Möglichkeit der Datierung mariner Sedimente bietet sich aufgrund von Messungen von Strontium-Isotopen an versteinerten Muschelschalen. In die ersten Messungen dieser Art in der Schweiz (FISCHER, 1988) wurde auch Probenmaterial aus Luzern miteinbezogen. Dabei handelt es sich um Schalen von *Pecten helvetiensis* aus der Baugrube des Kantonsspitals von 1977. Die Probeentnahmestelle befindet sich inmitten der St. Galler Formation (Koordinaten 665170/212340, Profil: 776 m) und ergab ein Alter von gut 19 Mio. Jahren (Skala von STEININGER & RÖGL [1984]). Das Alter einer weiteren Probe aus dem Dach der St. Galler Formation von der Schachenweid bei Ebikon beläuft sich auf gut 18 Mio. Jahre.

Der neueste Stand in der Gliederung und Altersbestimmung der Oberen Meeresmolasse von Luzern kann aus Abb.4 entnommen werden. Es bleibt ergänzend zu bemerken, dass es bisher östlich des Napf noch nicht gelungen ist, die Basis der OMM am Beckensüdrand eindeutig zu datieren. Aufgrund der Resultate neuerer Untersuchungen kann jedoch nicht mehr ausgeschlossen werden, dass das Meer bereits im Verlauf des Aquitanian ins südliche Molasse-Becken eingedrungen ist (KELLER, 1989).

Über die Entstehung der Fazies eines Gesteins

Die Besucher von Löwendenkmal und Gletschergarten mögen sich beim Anblick der Sandsteinfelsen vielleicht schon einmal die Fragen gestellt haben, wie derartige Ablagerungen überhaupt zustande gekommen und warum die so nahe beieinander gelegenen Aufschlüsse bei genauerer Betrachtung so verschiedenartig strukturiert sind. Die Art, wie sich uns heute eine Felswand oder ein Gestein präsentieren, nennt der Geologe

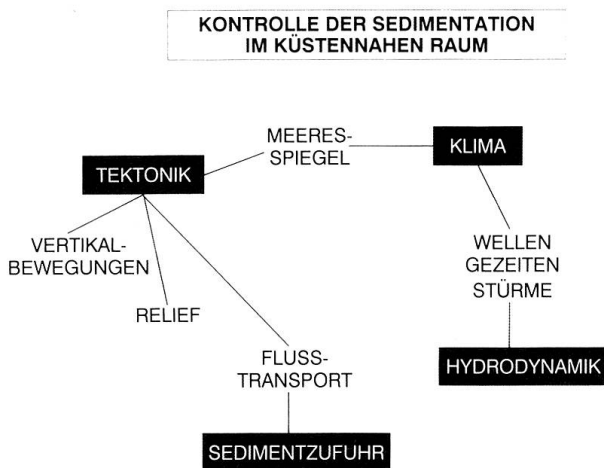


Abb.5: Die Sedimentation im küstennahen Raum wird durch verschiedene Faktoren kontrolliert, die in enger Wechselbeziehung zueinander stehen.

Fazies (lat. *facies*: äussere Erscheinung, Antlitz). Demnach haben die Felsen der beiden Denkmäler eine verschiedene Fazies. Im Löwendenkmal dominieren parallel laminierte, gut gebankte Sandsteine, während im Gletschergarten häufig trog- und muschelartige Formen sowie blättrige Sedimente anstehen.

Warum zeigt nun aber die OMM auf so engem Raum überhaupt eine so verschiedene Fazies? Damit wir darauf eine Antwort finden können, müssen wir uns kurz mit einer der Kernfragen der Geologie auseinandersetzen. Diese lautet: Wie entsteht die Fazies eines Gesteins?

Dem regelmässigen Besucher von Meeresküsten sind sicher schon die enormen Unterschiede in der Qualität der Badestrände aufgefallen: breite und flache Sandstrände, kurze und steile, steinige und sandige usw. Diese Unterschiede in der Beschaffenheit einer Küste lassen sich auf einige wenige bestimmende, sogenannte Fazies-Faktoren zurückführen. Im wesentlichen sind dies (Abb. 5):

- der tektonische Rahmen;
- die Art und die Menge der Sedimentzufuhr;
- die Hydrodynamik des Meeres;
- sowie das Klima.

Diese Fazies-Faktoren stehen in einer engen Wechselbeziehung zueinander und kontrollieren nicht nur das Aussehen der einstigen Küste, sondern auch weitgehend die sedimentäre Aufzeichnung.

Die aus Trümmergesteinen bestehenden siliziklastischen Küsten lassen sich am einfachsten aufgrund der drei Faktoren Sedimentzufuhr, Wellen- und Gezeitenwirkung klassifizieren und in einem Dreiecksdiagramm darstellen. In diesem Diagramm (Abb. 6) können wir je nach dem Wirkungsverhältnis der drei bestimmenden Faktoren die Endglieder sedimentzufuhrdominiertes Delta sowie wellen- und gezeitendominierte Küsten definieren. Dazwischen liegt eine ganze Palette von Mischformen.

Wie bereits erwähnt, prägen die drei Fazies-Faktoren im wesentlichen die sedimentäre Aufzeichnung und somit auch die Fazies eines Gesteins. Durch eine sedimentologische Untersuchung der Fazies sollte sich umgekehrt auch die Wirkung der Umweltfaktoren vor Millionen von Jahren ermitteln lassen. Dabei müssen wir uns aber bewusst sein, dass die Ablagerungen hochenergetischen

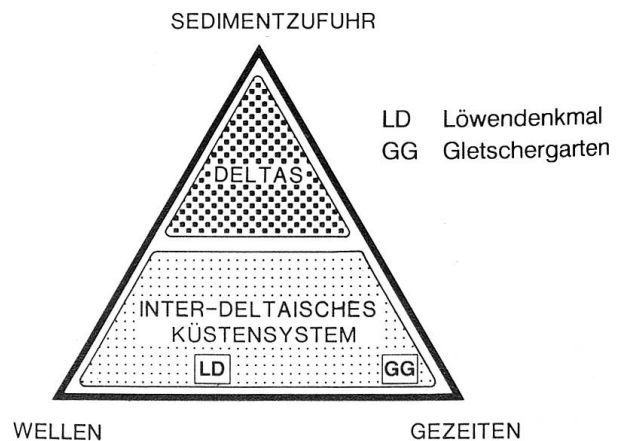


Abb. 6: Küstensysteme können aufgrund der unterschiedlichen Sedimentzufuhr sowie der Wellen- und Gezeitenwirkung in einem Dreiecksdiagramm klassifiziert werden.

Die Sandsteine im Löwendenkmal sind als Ablagerungen einer wellendominiert-gemischtenenergetischen Küste zu deuten, jene des Gletschergartens entstanden an einer gezeitendominierten Küste.

scher Ereignisse und Ablagerungsräume ein sehr hohes Überlieferungspotential haben und daher in einem Sedimentgestein vorherrschen. Besonders in küstennahen Ablagerungsräumen wird also nicht das alltägliche Geschehen an einer Küste aufgezeichnet. Vielmehr bleiben uns vorwiegend die Ablagerungen extremer Ereignisse, wie Sturmfluten, und hochenergetischer Bildungsräume, wie Gezeitenkanäle, erhalten.

Der Weg einer Analyse der Fazies, in deren Zentrum die Deutung der Sedimentstrukturen steht, soll im folgenden anhand der Felswände in den beiden Denkmälern kurz skizziert werden. Bei dieser gedrängten Darstellung, die uns eine Erklärung der unterschiedlichen Fazies im Löwendenkmal und im Gletschergarten ermöglichen wird, müssen aber viele Fragen und Details übergangen werden, wobei für eine eingehendere Analyse auf KELLER (1989) verwiesen sei.

Die Fazies der OMM beim Löwendenkmal und Gletschergarten

Das Löwendenkmal – Beispiel für eine wellendominierte Fazies

Die Felswand des Löwendenkmals zeigt eine auffallende, mehr oder weniger parallele Schichtung, die infolge der tektonischen Verstellung (siehe Seite 248) mit etwa 50° gegen NNW einfällt (Abb. 8/1). Bei einer näheren Betrachtung der Sandsteine stellt man fest, dass die einzelnen Schichtbänke aus einer Vielzahl kleinerer Elemente, den Sedimentstrukturen, aufgebaut sind. Wir erkennen dabei verschiedene Typen, wovon drei besonders häufig sind: eine feine, dunkle Parallel-Lamination, eine etwas gröbere und weniger strenge Lamination und dazwischen vielfach dünne, schräg laminierte Partien, sogenannte Kleinrippel-Schichtungen oder -Laminationen.

Diese dominierenden Elemente können zwei Ablagerungs- oder Faziestypen zugeordnet werden (Abb. 7/1 und 7/2), die unter-

schiedliche marine Ablagerungsräume verkörpern.

Sandsteine mit ebener Feinlamination und Kleinrippel-Schichtungen (Abb. 7/1, 8/3)

Diese Fazies wird von einer ebenen Feinlamination im Millimeter-Bereich geprägt, die durch dunklere Lagen verdeutlicht wird (Abb. 8/3). Sie kann jeweils links oben vom Buchstaben M der Worte «MAILLARDOZ» und «MILITES» in der Inschrift beobachtet werden. Zu dieser strengen Feinlamination gesellen sich auch Kleinrippel-Schichtungen sowie dünne Lagen mit gröberer Lamination.

Derartige ebene Feinlaminationen entstehen typischerweise in der Schwappzone von Stränden (Abb. 7), wo das Wasser der gebrochenen Wellen mit hoher Geschwindigkeit (0,8–1,2 m/sec) zuerst land-, dann meerwärts schießt. Auf den Schichtoberflächen solcher Strandsedimente lassen sich vielerorts auch Strömungsstreifen und Hufeisenmarken beobachten, so auch in der einstigen Baugrube der benachbarten Überbauung «Löwenpark».

Die dunklen Laminae werden durch schwermineralreiche Horizonte markiert. Diese sind charakteristisch für den oberen Strandbereich und dürften vorwiegend aus Epidot und Granat bestehen (MATTER, 1964).

Die beobachteten Kleinrippel-Schichtungen bestehen sowohl aus Wellenrippeln, die unter oszillierenden Wasserbewegungen entstanden sind, als auch aus Strömungsrippeln.

Sandsteine mit grober Lamination und Kleinrippel-Schichtungen (Abb. 7/2)

Die nicht so streng parallelen Laminae dieser Fazies sind dicker, halten seitlich viel weniger weit durch und lösen sich meist schon nach einem halben Meter auf. Gelegentlich biegen die Laminae, die aus gröberem, nunmehr hellerem Sand bestehen, in die Leeblätter von Strömungsrippeln auf. Dies kann als Hinweis dafür aufgefasst werden, dass ein Teil dieser Lamination nicht im

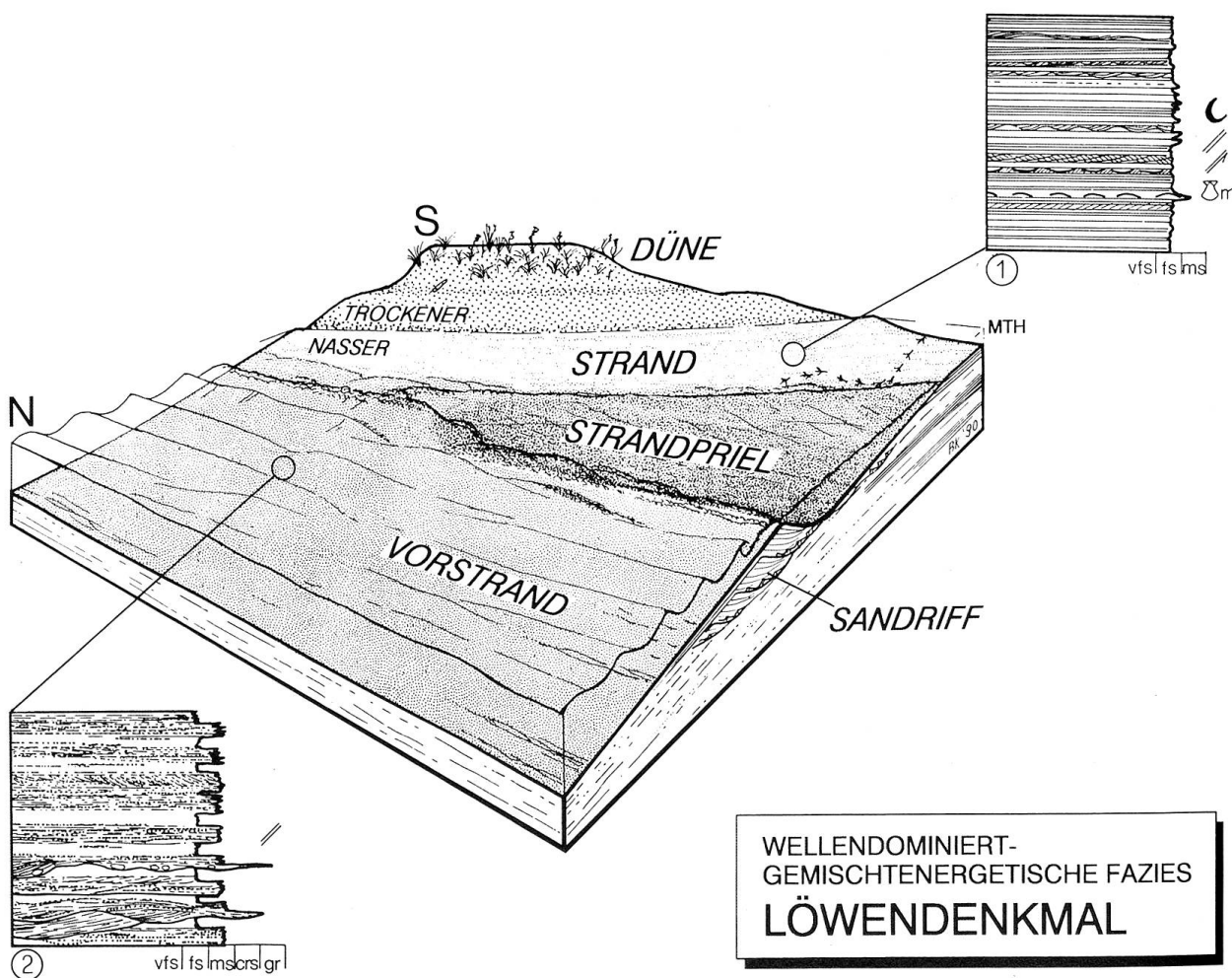


Abb.7: Das Fazies-Modell für die Ablagerungen im Löwendenkmal zeigt eine wellendominiert-gemischtenergetische Küste mit einem breiten, flachen Sandstrand. In der dargestellten Situation bei Tide-Niedrigwasser wandert ein Sandriff nach und nach über einen Strandpriel.

- 1 Sandsteine der Schwappzone mit ebener Feinlamination und Kleinrippel-Schichtung aus dem oberen nassen und dem trockenen Strand.
- 2 Sandsteine mit grober Lamination und Kleinrippel-Schichtungen aus dem oberen Vorstrand und dem unteren nassen Strand.

MTH Mittleres Tide-Hochwasser.

schliessenden Wasser entstand, sondern bei niedrigeren Fließgeschwindigkeiten (zirka 0,2–0,6 m/sec) durch wandernde Kleinrippeln abgesetzt wurde. Bei diesen Kleinrippeln handelt es sich teilweise wiederum um Wellenrippeln. Schön aufgeschlossen ist diese Lamination zirka 4 m südlich des Weihers.

Zusammen mit dieser Fazies treten auch häufig Erosionsflächen auf, die auf die zerstörerische Kraft hochenergetischer Sturm-

ereignisse zurückzuführen sind. So werden auf dem in Abb. 8/3 wiedergegebenen Ausschnitt die feinlaminierten Sandsteine erosiv von der groblaminierten Fazies überlagert.

Betrachten wir wiederum die gesamte Felswand, so können wir beobachten, dass die zwei geschilderten Faziestypen eng miteinander verknüpft sind und oft bankweise Wechsellagerungen bilden.

Nach dem Gesetz von WALTHER (1894) kommen Faziestypen, die zur Zeit der Ablagerung unmittelbar nebeneinander gelegen haben, heute in einer Felswand auch unmittelbar übereinander vor. Somit waren die Bildungsräume unserer Faziestypen in der Felswand zu einem gegebenen Zeitpunkt vor mehr als 20 Mio. Jahren ebenfalls benachbart (Abb. 7). Von den Sandsteinen mit ebener Feinlamination wissen wir, dass sie in der Schwappzone des Meeresstrandes abgelagert worden und bei Niedrigwasser auch der Windwirkung ausgesetzt waren. Die Fazies mit der groben Lamination kann dem der Schwappzone meerwärtig angrenzenden Küstenabschnitt zugeordnet werden, wo die Wellen auf Grund laufen, brechen und in einem turbulenten Schwall sich an den Strand ergiessen. In dieser energiereichen Zone des oberen Vorstrandes und unteren Strandes sammelt sich das grobe Material und wird andauernd zerkleinert.

Dass die beiden Fazies heute verschiedene Wechsellagerungen bilden, ist einer wiederholten meer- und landwärtigen Verschiebung der Fazieszonen zuzuschreiben. Die Ursachen dieser Fazieswanderungen liegen im einfachen Fall in einem meerwärtigen Vorschütten der Küste, wobei die Ablagerungen des oberen Vorstrandes und des unteren Strandes durch Sedimente der Schwappzone überdeckt werden. Mit dem Anheben des Meeresspiegels wandert die Zone, wo die Wellen auf Grund laufen, wieder landwärts und das Spiel beginnt von neuem. Je nach der Mächtigkeit der Wechsellagerungen können wir auch auf eine unterschiedliche Dauer der Meeresspiegelschwankungen schliessen. Wechsellagerungen im Dezimeter-Bereich können auf eine Aufsedimentierung des Strandes nach Sturmfluten zurückgeführt werden, die grössern, teilweise recht regelmässigen Sequenzen im Meter-Bereich dagegen vermutlich auf hochfrequente, durch MILANKOVITICH-Zyklen verursachte Meeresspiegelschwankungen.

In der Felswand des Löwendenkmals finden sich weitere Anhaltspunkte dafür, dass

die Ablagerungsräume der parallelgeschichteten Sandsteine im Strandbereich gelegen haben müssen.

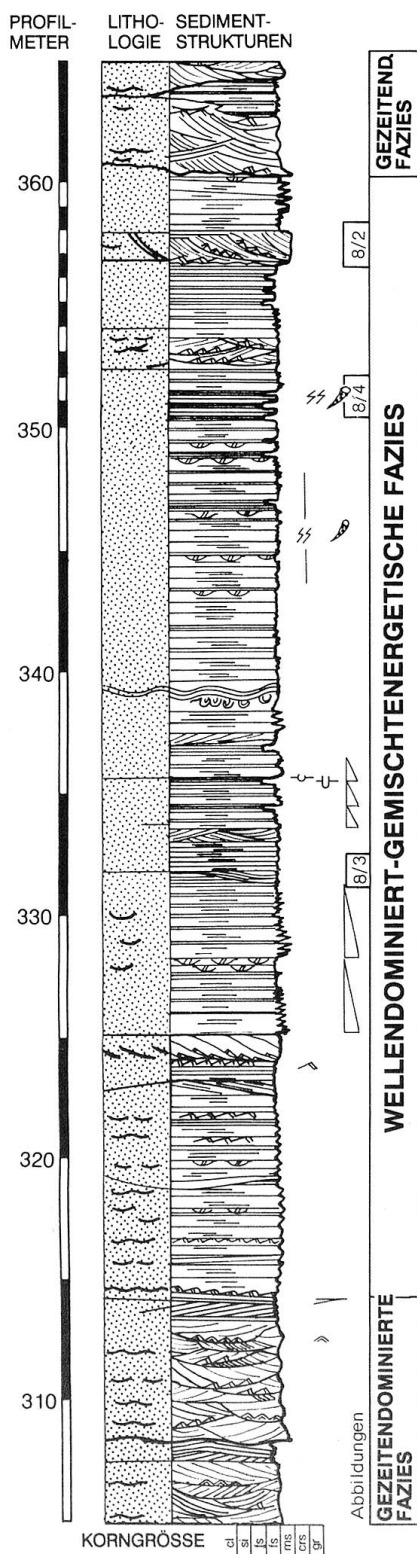
Sandriffe mit verstecktem Gezeiteneinfluss (Abb. 7, 8/2, 9)

Links oberhalb des eingemeisselten Löwen kann eine Folge von dünnen, sichelförmigen Erosionsfugen beobachtet werden (Abb. 8/1). Diese im Profil bei 357 m eingezeichneten, zirka 7 m nördlich des Weihers direkt an der Felswand sichtbaren Schrägschichtungen erweisen sich im Detail als besonders aussagekräftige Sedimentstrukturen (Abb. 8/2 und Abb. 9).

Grundsätzlich zeigen die Schrägschichtungen einen Vorbau des Sedimentkörpers in landwärtiger Richtung, in der Felswand von unten links nach rechts oben, an. Das Vorschütten des Sandes an diesem Sandriff gestaltete sich aber nicht gleichmässig, sondern wurde immer wieder von Ruhephasen unterbrochen. Während dieser Ruhephasen fiel aus dem sedimentbeladenen Wasser eine dunkelgraue Schlicklage aus, die heute, infolge ihrer geringen Beständigkeit, herauswittert und eine sichelförmige Vertiefung hinterlässt. Über dieser ersten Schlicklage sieht man aber auch Strömungsrippeln, die gegen die Vorschüttungsrichtung des Sandriffes über dessen Leebblätter hinauf zurückwanderten. Diese Kleinrippeln zeigen demnach nach der Ruhephase des Vorbaus eine untergeordnete, entgegengesetzte Strömung an! Anschliessend an eine zweite, ebenfalls durch eine Schlicklage gekennzeichnete Ruhephase, setzte sich der Vorbau des Sandriffes erneut fort, wobei jeweils zwischen 0,5 m und 1,5 m Sediment vorge-schüttet wurden.

Das ganze Geschehen, das in diesen Sedimentstrukturen aufgezeichnet ist, verrät uns einen Einfluss der Gezeitenwirkung am einstigen Meeresstrand, der aus den laminierten Sandsteinen kaum herausgelesen werden kann. So korreliert der bündelweise Vorbau des Sandriffes mit der wellenverstärkten Flutströmung; die gegenläufigen Kleinrippeln hingegen stehen mit dem viel

LÖWENDENKMAL



INTERPRETATION

Gezeitenrinne.
Strand einer wellenexponierten Plate mit laminierten Sandsteinen.
Bereiche starker Strömungen: seichte Gezeitenrinnen mit Grossrippeln und Schlickflasern.

Landwärts geschüttetes Sandriff mit Gezeitenindikation (doppelte Schlicklagen, gegenläufige Kleinrippeln).

Strandsequenzen.

Strandpriel mit trogförmigen Grossrippeln.

Ophiomorpha nodosa: Wohnbauten von Kleinkrebsen.

Strandsequenzen aus Sedimenten des oberen Vorstrandes und des nassen Strandes.
Oberer Vorstrand: Sandsteinbänke mit grober, diskontinuierlicher Lamination.
Nasser Strand und Schwappzone: feinelaminierte Feinsande mit dunklen schwermineralreichen Lagen, tw. mit gekappten Kleinrippeln.

In unverfestigtem Zustand deformierte Sandsteine mit Konvolutschichtung und leichter Faltung; Zerstörung des ursprünglichen Schichtgefüges durch seismischen Schock oder schweren Sturm.

Ausgeprägte, nach oben feiner und dünner werdende Ablagerungs-Sequenzen des oberen Vorstrandes und des nassen Strandes.

Landwärts geschütteter flutdeltaartiger Sandkörper.

Strandsequenzen.

Wellenexponierte subtidale Rinnen und Sandbänke mit starken Strömungen: Trogförmige Schrägschichtungen von Grossrippeln mit Strömungs- und Wellenrippeln. Maximale Paläo-Wassertiefe: 7–8 m.

ANHALTSPUNKTE

Eingang zum Gletschergarten

Nordseite Weiher

Südseite Weiher

Südwand des Steinbruchs "St. Antoni"

Abb. 8: Sedimentologisches Profil, Interpretation und Ansichten der Felswand beim Löwendenkmal.

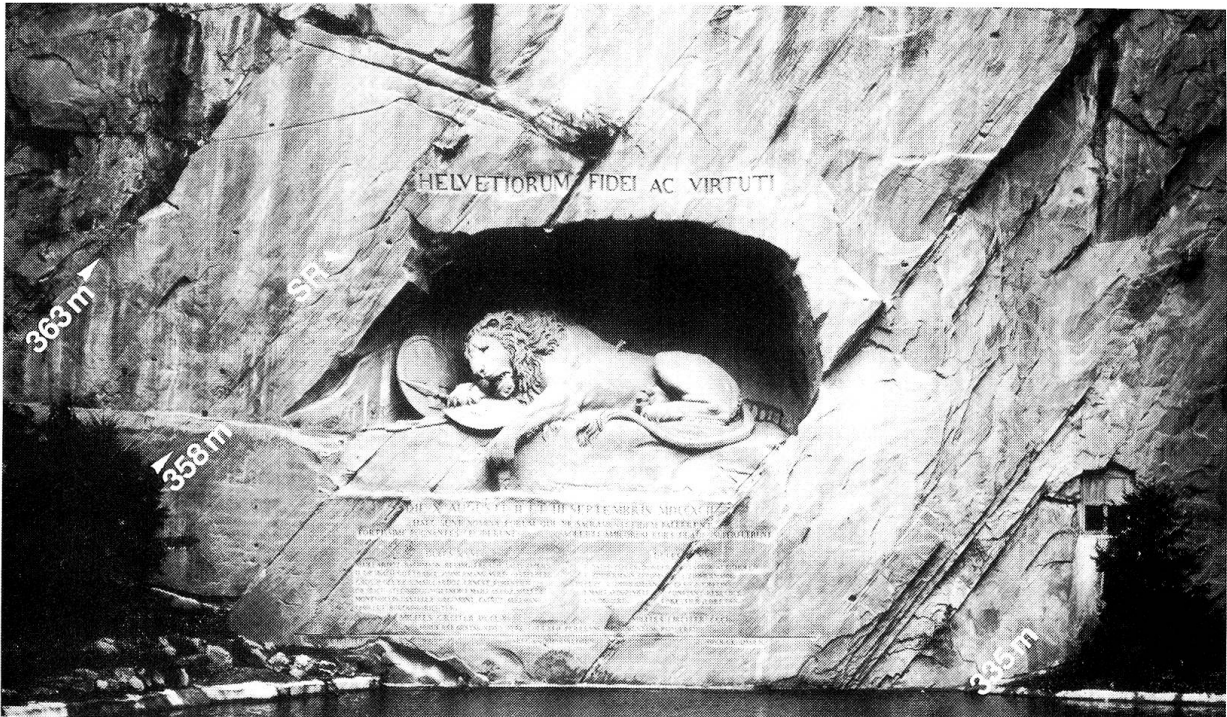


Abb. 8.1: Übersicht der Felswand. Auffallend sind die parallel gebankten Sandsteine, die für die wellendominierten Ablagerungsräume der OMM typisch sind. SR Sandriff (Foto Globetrotter).



Abb. 8.2: Detailansicht des flutorientierten Sandriffs. (Profilmeter 357) Rechts in der Mitte sind die Reste eines weiteren Sandriffs sichtbar (vgl. auch Abb. 9).

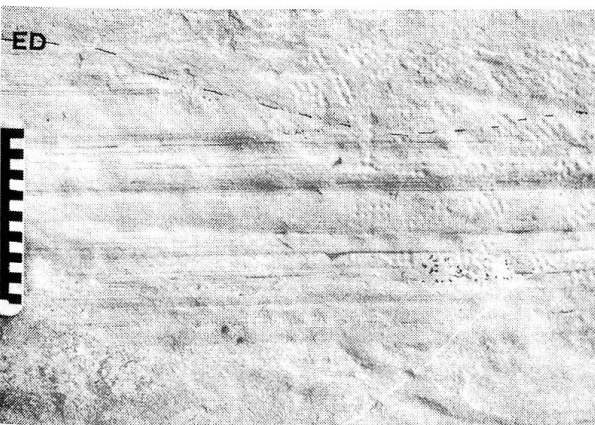


Abb. 8.3: Parallel-laminierte Sandsteine aus der Schwappzone. (Profilmeter 332) ED Erosions-Diskordanz (Masstab in cm).



Abb. 8.4: Strandsedimente mit dem röhrenförmigen Spurenfossil *Ophiomorpha nodosa* (Pfeile). (Profilmeter 351) Diese Wohnbauten von Kleinkrebsen sind zur Stabilisierung mit Kotpillen ausgestattet (Masstab in cm).

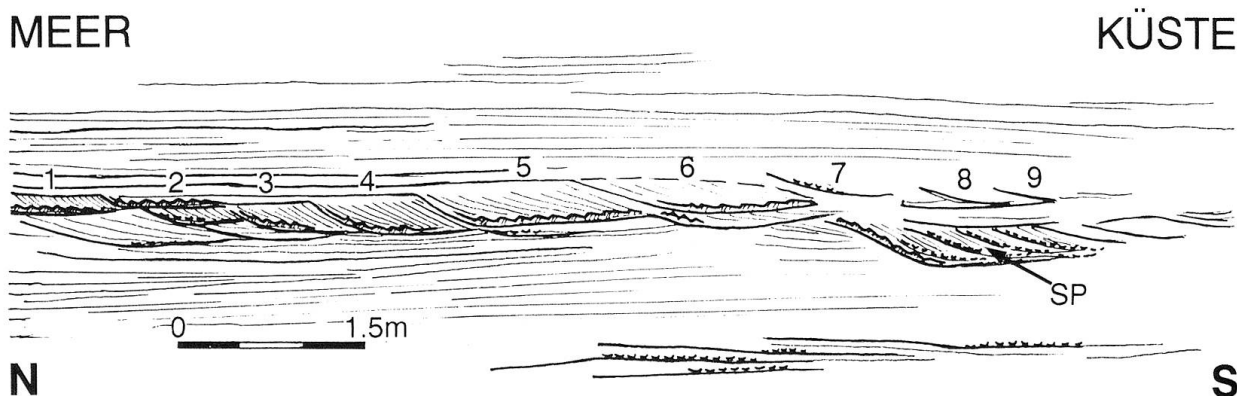


Abb. 9: Skizze des flutorientierten Sandriffs in der Wand des Löwendenkmals (Profilmeter 357). Es entstand nach einer extremen Sturmphase und baute sich über einige wenige Tage im Gezeitenrhythmus bündelweise (1–9) landwärts vor. Dabei wanderte es in eine durch den Sturm erodierte Senke. Ebenfalls sichtbar sind die Reste eines älteren Sandriffs (SP), das einen tieferen Strandpriel zuschüttete (vgl. Abb. 7 und 8.2).

schwächeren Ebbstrom in Wechselbeziehung. Neben den entgegengesetzten Strömungen gelten auch die zwei nahe beieinander gelegenen, dunkelgrauen Schlicklagen als bekannte Gezeitenindikatoren (TERWINDT, 1988), die jeweils in der relativen Ruhephase während der Strömungsumkehr abgelagert wurden.

Das aussagekräftige Sandriff beim Löwendenkmal ist uns nur deshalb erhalten geblieben, weil es nach einer ausserordentlichen Sturmperiode in der Phase des Strandaufbaus in einen Strandpriel oder in eine durch den Sturm erodierte Senke hineingewandert ist (Abb. 7). So blieb es vor der Zerstörung durch nachfolgende Stürme verschont.

Wohnbauten von Kleinkrebsen – *Ophiomorpha nodosa* (Abb. 8/4)

Das Bild eines flachen Strandes wird durch die Anwesenheit von Lebensspuren vervollständigt. Diese bestehen aus zirka 0,5 cm dicken, senkrecht zur Schichtung verlaufenden Röhren (Abb. 8/4) und können unmittelbar am Nordufer des Weihers beobachtet werden (im Profil 350–352 m).

Derartige Spurenfossilien tragen den wohlklingenden Namen *Ophiomorpha nodosa*. Es sind dies versteinerte Wohnbauten

von kleinen Krebsen, die heute in dichten Populationen im oberen Strandbereich wohnen, so z. B. an der Küste von Georgia (USA [DÖRJES & HERTWECK, 1975]). Da der lose Sand sehr instabil ist, befestigen die Kleinkrebse (*Callianassa major*) die Wohnbauten mit ihren eigenen Kotpillen. Derart ausgestaffierte Röhren zeigen nach der Fossilisation graue, nun in tonige Substanz umgewandelte Wände mit knorriger Aussenseite.

Nebst diesen faziellen Hinweisen bestätigt *Ophiomorpha nodosa* die Herkunft eines Teils der Mauersteine in der Nordwand der Hofkirche aus dem Steinbruch «St. Antoni», heute Löwendenkmal. So wird der geübte Beobachter auch in der nördlichen Kirchenmauer die beschriebenen und für gewisse Sandsteine der OMM sehr typischen Spurenfossilien schon bald wiedererkennen.

Fassen wir die Erkenntnisse unserer Deutung der Fazies im Löwendenkmal zusammen, so können wir sagen, dass diese auffällig parallel gebankten Sandsteine an weiten, flachen Sandstränden eines untiefen Meeres abgelagert wurden (Abb. 7). Bei der Ablagerung dieser Sandsteine im oberen Vorstrand und eigentlichen Strand übertraf die Wirkung der Wellen diejenige der Gezeiten

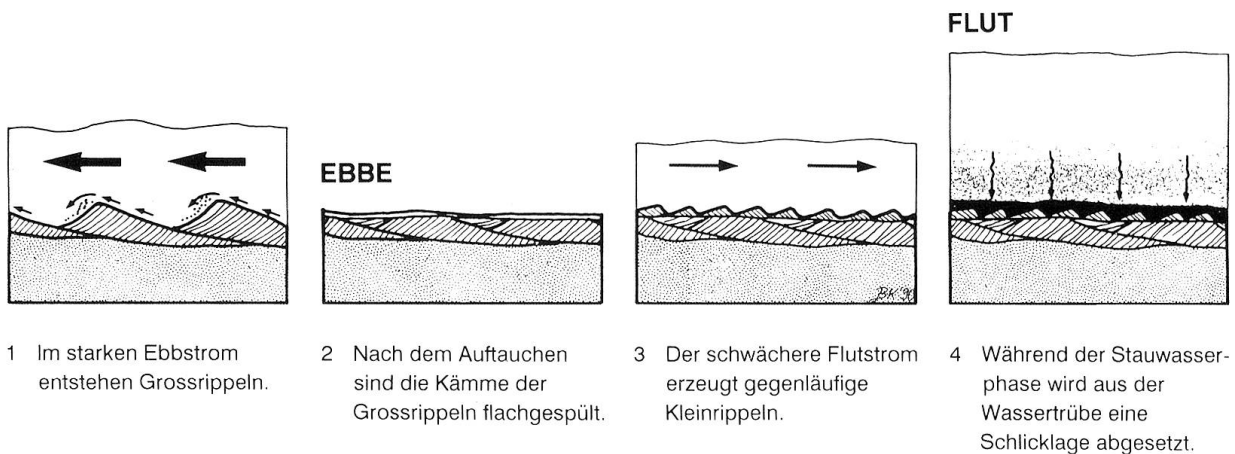


Abb.10: Die Entstehung einer typischen Gezeitenschichtung im Verlaufe eines Tidenzyklus. Im starken, dominanten Ebbstrom bilden sich Grossrippeln (1), die kurz vor dem Auftauchen anerodiert werden (2). Der schwächere, untergeordnete Flutstrom erzeugt gegenläufige Kleinrippeln (3). Im Zeitraum der Strömungsumkehr steht das Wasser praktisch still, und aus dem sedimentbeladenen Wasser setzt sich der Feinanteil in Form einer Schlicklage ab (4), die von der nachfolgenden Ebbströmung teilweise wieder erodiert wird.

Der dargestellte Ablagerungsmechanismus liegt der Entstehung der Sedimentstrukturen aus dem Gletschergarten zugrunde, die in Abb.13.2 und 13.3 wiedergegeben sind.

bei weitem. Demnach können wir von *wel-lendominiert-gemischtenenergetischen* Ablagerungen sprechen. Gemischtenenergetisch deshalb, weil in den Sandriffen ebenfalls ein eindeutiger Gezeiteneinfluss dokumentiert ist.

Die im Löwendenkmal anstehenden Strand- und Vorstrandsedimente repräsentieren eine Ablagerungsdauer von rund einer Viertelmillion Jahren. Der knapp 50 m mächtige Sedimentstapel wurde ohne grosse Faziesänderungen abgelagert (Profil in Abb. 8), was als Hinweis dafür gelten kann, dass im alpinen Vorland über längere Zeiträume hinweg ausserordentlich stabile Wirkungsverhältnisse zwischen den einzelnen Fazies-Faktoren bestanden (siehe Seite 253).

Der Gletschergarten – Beispiel für eine gezeitendominierte Fazies

Während parallel gebankte Sandsteine dem Löwendenkmal das Gepräge verleihen, dominieren im Fels des Gletschergartens trogförmig und blätterig geschichtete Sedimente.

Das wichtigste Element der nun gänzlich anderen Fazies im Gletschergarten sind verschiedene Arten von Strömungsrippeln. Diese entstehen auf ähnliche Weise wie Wüstendünen: Wenn Wasser mit genügend hoher Geschwindigkeit über den sandigen Untergrund strömt, wird der Sand an der Luvseite der Rippeln abgetragen, über den Rippekamm auf die strömungsabgewandte Leeseite transportiert und dort abgelagert. Dadurch wandern die Strömungsrippeln in Stromrichtung, wobei auf der Leeseite dünne Sedimentlagen – die sogenannten Leeblätter – vorgeschüttet werden (Abb.10/1 und 10/3).

Durch das Einmessen von Leeblättern versteinerner Strömungsrippeln kann daher die Fliessrichtung des Wassers vor Jahrmillionen rekonstruiert werden.

An Strömungsrippeln im Gletschergarten eingemessene Paläo-Strömungsrichtungen (Abb.11) zeigen deutlich bipolare Strömungsverteilungen. Da entgegengesetzt gerichtete Strömungen typisch für Flut und Ebbe sind, dürfen wir für die Fazies des Gletschergartens von Gezeitenablagerungen ausgehen. Dieser Befund wird durch

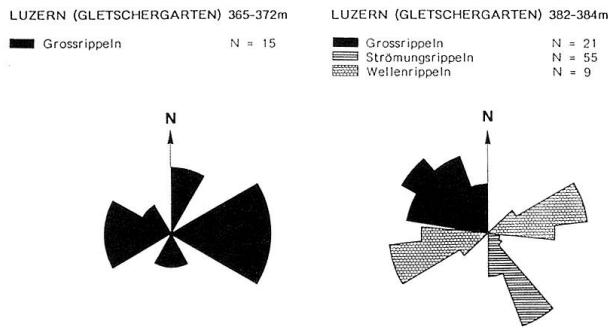


Abb. 11: Die Richtungsrosen aus dem Gletschergarten geben Aufschluss über die Strömungsverhältnisse während der Ablagerung der Sandsteine im OMM-Meer. Die deutlich bipolaren Verteilungen der Fliessrichtungen sind charakteristisch für die entgegengesetzten Flut- und Ebbströmungen im Watt (N = Anzahl der Messungen).

- 1 Strömungsrose aus Ablagerungsbereichen starker Gezeitenströmungen mit zwei verschiedenen, senkrecht zueinander stehenden Systemen.
- 2 Verteilung der Strömungsrichtungen im Bereich einer ebbdominierten Rinne. Der dominante Ebbstrom erzeugte ablandig, nach NW wandernde Grossrippeln, im schwächeren Flutstrom entstanden landwärts gerichtete Kleinrippeln (Strömungsrippeln). Die Wellenrippel-Kämme verraten die Orientierung der Paläo-Küstenlinie (WSW-ESE).

weitere, für Watten charakteristische Merkmale bestätigt (KELLER, 1989). Von diesen sei lediglich das häufige Auftreten von Schlicklagen hervorgehoben, die im anstehenden Fels als dunkle, kartondicke Laminae oder zurückwitternde, meist wellige Fugen erkennbar sind (Abb.13/2). Diese Schlicklagen wurden jeweils während der Stauwasserphase zwischen Flut und Ebbe aus der Wassertrübe abgesetzt (Abb.10/4). Unterhalb der Tiden-Niedrigwasserlinie (Watt-Eulitoral) gelangen pro Gezeitenzyklus maximal zwei Schlicklagen, im Auftauchbereich (Intertidal) infolge des Trockenfallens während der Ebbe jedoch nur eine Schlicklage zum Absatz.

Da die Grösse und die Form von Strömungsrippeln für eine bestimmte Korngrösse von der Fliessgeschwindigkeit des Wassers abhängig sind, kann aus diesen Sedimentstrukturen auch die Strömungsgeschwindigkeit während der Ablagerung ermittelt werden.

In den Sandsteinen des Gletschergarten-Profils kommen viele Strömungs-Kleinrippeln (Abb.10/3, 13/2 und 13/3) vor. Diese sind wenige Zentimeter hoch und treten im Feinsand bei Strömungsgeschwindigkeiten von rund 0,3–0,5 m/sec auf. Die im Gletschergarten vorherrschenden Strömungs-Grossrippeln (Abb.10/1 und 13/3) mit Kammhöhen im Dezimeter-Bereich dagegen entstehen in Mittelsand bei Fliessgeschwindigkeiten zwischen zirka 0,5–0,9 m/sec.

Je nach dem dominierenden Strömungsrippel-Typ können wir nun entscheiden, ob ein Sandstein in Bereichen mit starken oder schwachen Strömungen gebildet worden ist.

Gross- und Kleinrippeln lassen sich im Gletschergarten auf der verwitterten Felsoberfläche neben der Nr. 4¹ leicht zugänglich beobachten, schöne Querschnitte durch Strömungs-Grossrippeln mit dem Muster trogförmiger Kreuzschichtungen auch an der Nordwand des Gletschertopfes Nr. 5.

Die vom sandigen Sediment dominierten Ablagerungsräume der Fazies des Gletschergartens können in landferneren Wattbereichen angesiedelt werden, wobei sich im Fazies-Modell folgende Bildungsräume unterscheiden lassen (Ab.12):

Watrinnen mit Grossrippeln (Abb.12/4)

Da der Wasserfluss in den Watrinnen kanalisiert wird, treten hier starke Strömungen mit Grossrippeln auf. Bei Ebbe läuft das von den Watten abfliessende Wasser in den Rinnen zusammen, wobei auch Skelettreste von Wattbewohnern mitgeschleppt werden. Das grobe Material sammelt sich an der Sohle der Rinnen, es entsteht ein Sohlenpflaster. Die Muschelbank beim Profilmeter 373 (Nr. 8 im Gletschergarten; Abb.13) kann als eine derartige Ansammlung gedeutet wer-

1 Numerierung der Objekte im Gletschergarten.

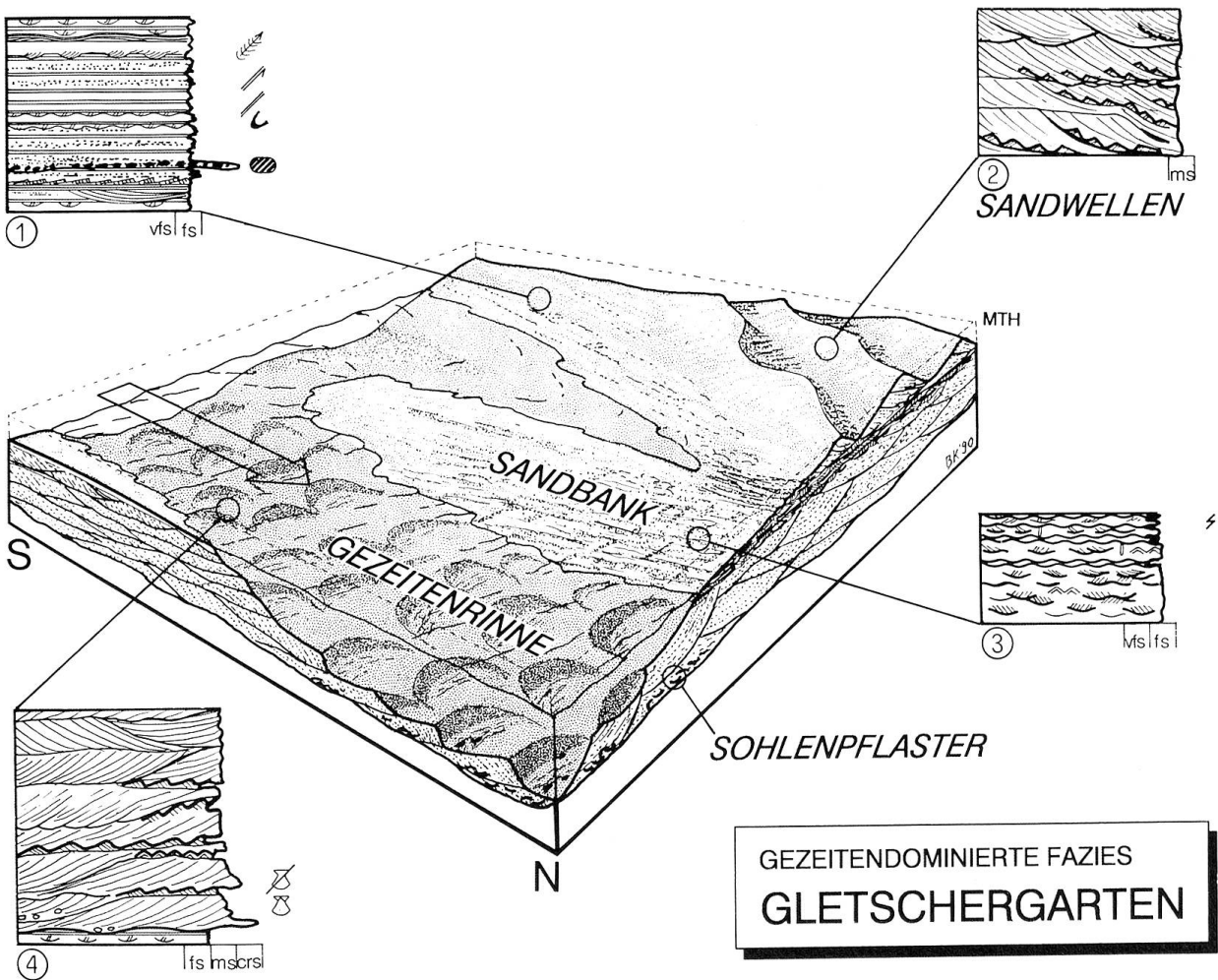


Abb.12: Das Fazies-Modell für die Ablagerungen im Gletschergarten zeigt den landfernen Teil einer gezeitendominierten Küste bei Tide-Niedrigwasser. In der Gezeitenrinne im Vordergrund entstehen ebborientierte Grossrippeln, dahinter eine Sandbank (Plate) mit vielfältiger Kleinrippel- und Flaserschichtung sowie wellenexponierte Sandwatten mit Sandwellen. Der Pfeil weist in Richtung des Ebbstroms.

- 1 Parallel laminierte Ablagerungen der Schwappzone aus wellenexponierten Gezeitenstränden.
- 2 Sandwellen.
- 3 Kleinrippel- und Flaserschichtungen von Sandbänken und Sandwatten.
- 4 Sandsteine mit Grossrippeln aus einer Gezeitenrinne mit starken Strömungen. An der Rinnensohle sammeln sich die groben Partikel, hier Muschelklappen, und es entsteht ein sog. Sohlenpflaster.

MTH Mittleres Tide-Hochwasser

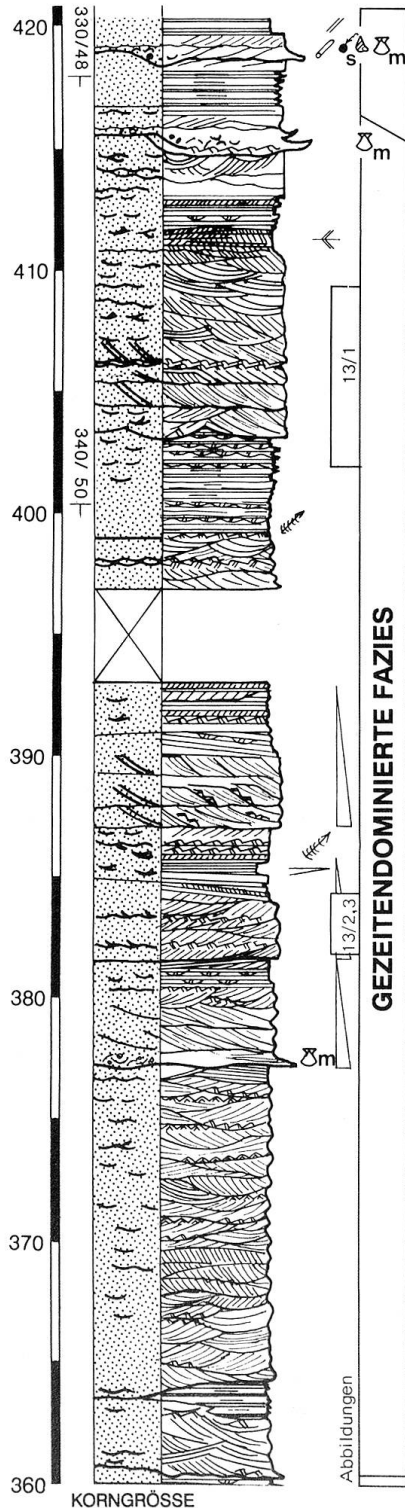
den. Sie besteht aus Tausenden von Muschelklappen (sog. «Tapes helvetica», *Veneridae* indet.), die aus den angrenzenden Watten herbeigeschwemmt wurden. Da sich Gezeitenrinnen im Verlaufe der Zeit seitlich verlagern, bleiben bei deren sedimentologi-

schon Aufzeichnung vor allem die Ablagerungen des Rinnengleithangs erhalten.

Die in Abb.10 dargestellte Situation zeigt einen Ausschnitt aus einem strömungsexponierten Rinnengleithang nahe der Niedrigwasserlinie. Hier entwickelten sich im domi-

GLETSCHERGARTEN

PROFIL-
METER LITHO-
LOGIE SEDIMENT-
STRUKTUREN



INTERPRETATION

Strandsequenzen mit Sandriffen und Strandprielien.

Gezeitenstrand.
Sandwatt mit tw. bipolaren mittleren Strömungen.

Bereiche starker Strömungen nahe der
Niedrigwasserlinie: Gezeitenrinnen mit trogförmiger
Schrägschichtung von Grossrippeln sowie Sandbänke
mit flutorientierten Sandwellen.

Sandwatt und Gezeitenstrand mit
Kleinrippelgefügen und Parallel-Laminationen.

Bereiche starker Strömungen: Rand einer
Gezeitenrinne oder angrenzende, exponierte
Sandbänke mit Grossrippeln.

Gezeitenstrand.
Bereiche starker, wellenverstärkter Strömungen
nahe der Niedrigwasserlinie mit flutorientierten
Sandwellen.
Gezeitenstrand und Sandwatt auf einer Sandbank.
Bereiche starker Strömungen in oder am Rand
einer ebbdominierten Gezeitenrinne im unteren
Intertidal mit Gross- und gegenläufigen
Kleinrippeln.

Bereiche starker Strömungen: Gezeitenrinne mit
einem Sohlenpflaster aus Muschelklappen von
"Tapes helvetica" (Veneridae indet.).
Gezeitenstrand.

Teilweise wellenexponierte Rinnen und Sandbänke
mit starken Strömungen: Trogförmige
Schrägschichtungen von Grossrippeln mit
Strömungs- und Wellenrippeln. Unteres Intertidal
bis flaches Subtidal. Maximale Paläo-Wassertiefe:
3-4m.

Bereiche starker Strömungen: Gezeitenrinne oder
Rinnenrand.
Erosionsdiskordanz.

ANHALTSPUNKTE

Dach des Geräte-
schuppens hinter dem
Gletschergarten

Wasserfall

Treppe zum
Aussichtsturm

Wand E des Murmeltier-
Geheges

Felswand hinter dem
Schweizer-Häuschen

Schicht mit versteinerten
Muschelschalen
(Gletschergarten-Führer
Nr. 8)

Eingang zum
Gletschergarten

Abb. 13: Sedimentologisches Profil, Interpretation und Ansichten der gezeitendominierten Fazies im Gletschergarten.

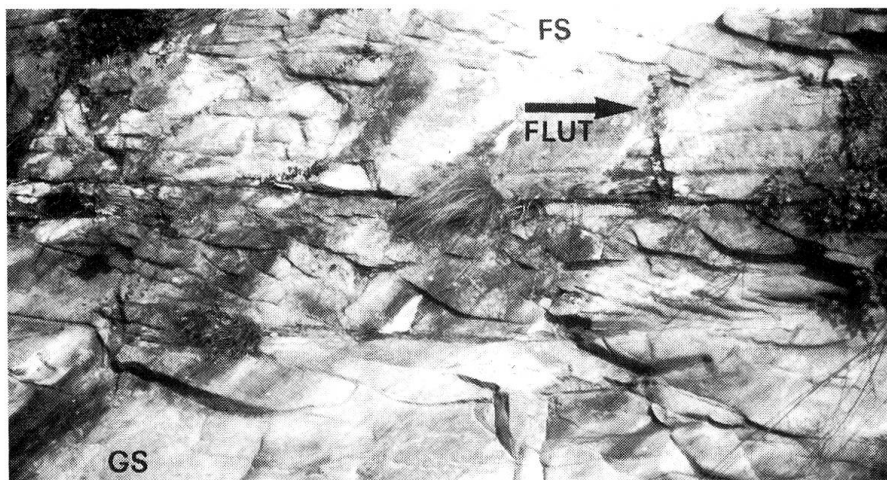


Abb.13.1: Die Felswand hinter dem Weiher zeigt die für Gezeitenablagerungen kennzeichnenden lebhaften Sedimentgefüge. Nebst verschiedenen Grossrippeln sind auch flutorientierte Sandwellen (FS) erkennbar. Im unteren Teil befinden sich parallel geschichtete Ablagerungen von Gezeitenstränden (GS).

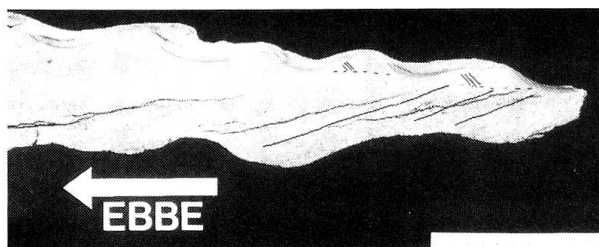


Abb.13.2: Ausschnitt eines gesägten Handstücks aus der Felswand hinter dem Schweizer Häuschen (Profilmeter 382). Gut erkennbar sind die Leeblätter der ebborientierten Grossrippeln, die über einer Erosionsdiskordanz von Strömungskleinrippeln überwandert werden. Während der Flut-Stauwasserzeit wurde eine Schlicklage abgelagert (vgl. auch Abb.10).

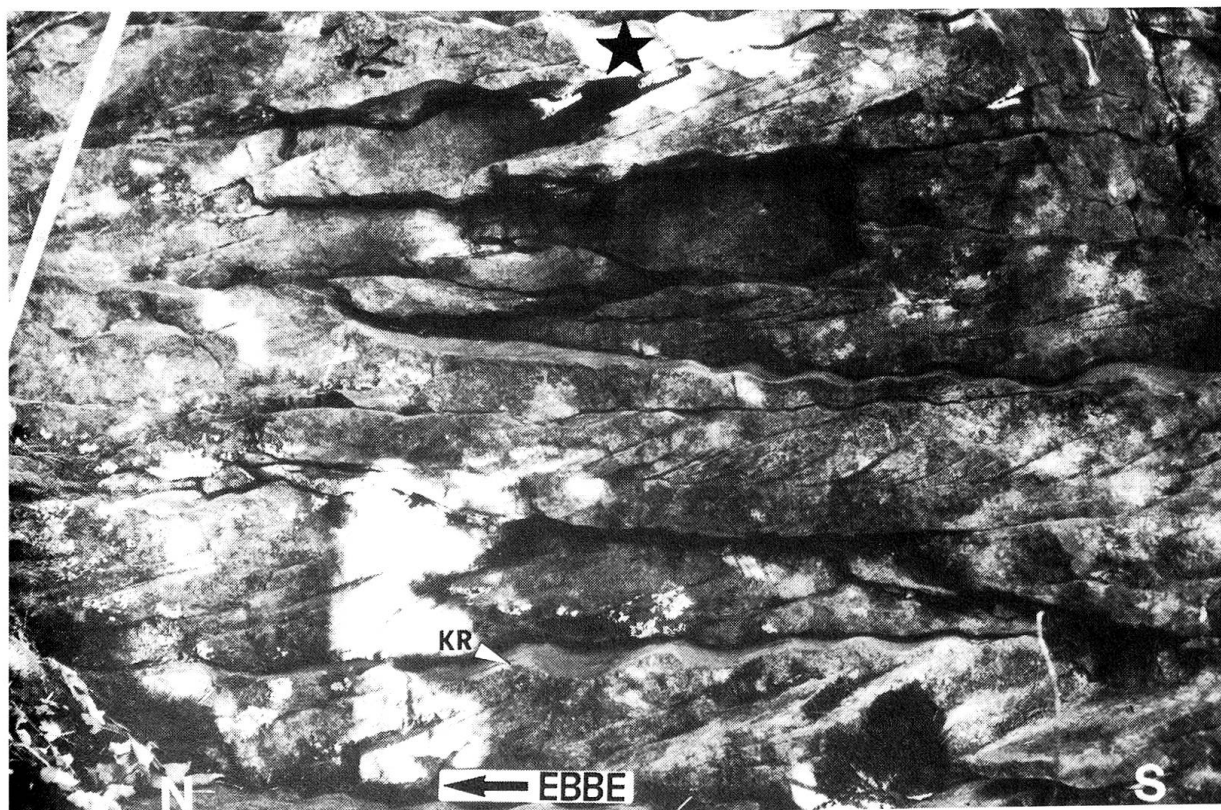


Abb.13.3: Detailansicht des Aufschlusses hinter dem Schweizer Häuschen (Profilmeter 382). Die Grossrippeln wurden bei starken Ebbströmungen an einem Rinnenrand abgelagert, die Kleinrippeln (KR) entstanden in der schwächeren Flutströmung. Das in Abb.13.2 wiedergegebene Handstück ist mit einem Stern gekennzeichnet. Zur Entstehung dieser Schichtungsart vgl. Abb.10 (Massstab in cm).

nanten Ebbstrom (vgl. auch die Strömungsrose Abb.11) Grossrippeln, die beim Auftauchen abgeflacht und später von gegenläufigen Kleinrippeln der schwächeren Flutströmung überwandert wurden.

An versteinerten Wellenrippelmarken (im Profil bei 373 m) durchgeführte hydrodynamische Berechnungen ergaben für diese Fazies maximale Paläowassertiefen von 5,5 m.

Die beschriebenen Rinnen- und Rinnengleithang-Ablagerungen sind im Gebiet zwischen dem Eingang und dem grossen Gletschertopf besonders häufig (Abb.12: Profilmeter 365–375, 377–380 usw.)

Sandbänke und Sandwatten (Abb.12)

Einen zweiten wichtigen Ablagerungsraum der gezeitendominierten Fazies im Gletschergarten stellen die zwischen den Rinnen gelegenen Sandbänke (Platen) und Sandwatten dar. Hier wirkten je nach Exposition unterschiedlich starke Strömungen, so dass es zur Ablagerung sowohl von Klein- als auch von Grossrippeln kam. Die Sandbänke und insbesondere die Sandwatten waren aber häufig mit kleinen Strömungs- und Wellenrippeln überdeckt. Dadurch entstanden mannigfaltige Kleinrippelschichtungen (Abb. 2/3), wie sie am Felsen beim Aufgang zum Schweizer Häuschen aufgeschlossen sind (Abb.13, Profilmeter 385).

An wellenexponierten Stellen entstanden aber auch Gezeitenstrände, deren Ablagerungen parallel laminierte Sandsteine der Schwappzone (siehe Seite 255) beinhalten (Abb.12/1). Die Bildungen eines ehemaligen Gezeitenstrandes sind unterhalb des kleinen Wasserfalls beim Weiher aufgeschlossen (Abb.13, Profilmeter 399–407).

Auf den Sandbänken kam es in den von starken Flutströmungen erfassten Bereichen gelegentlich zur Bildung flutorientierter Sandwellen (Abb.12/2). Diese bauten sich – ähnlich den Sandriffen der wellendominiert-gemischtenenergetischen Fazies (siehe Seite 254) – bündelweise vor. In der Felswand hinter dem Weiher sind die flutorientierten Sandwellen leicht zu erkennen (Abb.13/1).

Aufgrund der Charakterisierung und Interpretation der vielfältigen Sedimentgefüge können die auf dem Areal des Gletschergartens anstehenden Sandsteine als gezeitendominierte Fazies zusammengefasst werden. Bei der Ablagerung überwog die Wirkung der Gezeitenströmungen. Die Spuren einer Wellenaktivität wurden nur gelegentlich nach schweren Stürmen als Wellenrippeln oder parallellaminierte Sandsteine aufgezeichnet.

Die zugehörigen Sedimentationsräume befanden sich in küstenferneren Sandwatten im tieferen Intertidal und flachen Subtidal. Gemeinhin dominieren im Aufschluss die unter starken Strömungen gebildeten Sedimente der Rinnen und Rinnenränder, etwas weniger häufig sind Ablagerungen von Sandbänken und sandigen Wattflächen sowie von Gezeitenstränden (vgl. Profil und Interpretation in Abb.13).

Schlussfolgerungen

Die beiden hervorragenden Aufschlüsse beim Löwendenkmal und im Gletschergarten geben uns auf engstem Raum ein grossartiges Beispiel für die fazielle Vielfalt der Oberen Meeresmolasse. Während die von paralleler Schichtung geprägten Felswände beim Löwendenkmal eine wellendominiert-gemischtenenergetische Fazies zeigen, finden wir nur wenige Meter davon entfernt im Gletschergarten eine gezeitendominierte Fazies mit entsprechend mannigfaltigen Sedimentgefügen.

Die graphische Darstellung der zwei zugehörigen Paläo-Küstentypen im Dreiecksdiagramm (Abb. 6) macht deutlich, dass es die unterschiedlichen Verhältnisse zwischen der Gezeiten- und der Wellenwirkung sind, die sich in der verschiedenartigen Fazies niederschlugen. Daher muss sich im Zeitraum zwischen den Ablagerungen von Sandstein beim Löwendenkmal und im Gletschergarten das Wirkungsverhältnis zwischen den Faziesfaktoren geändert haben.

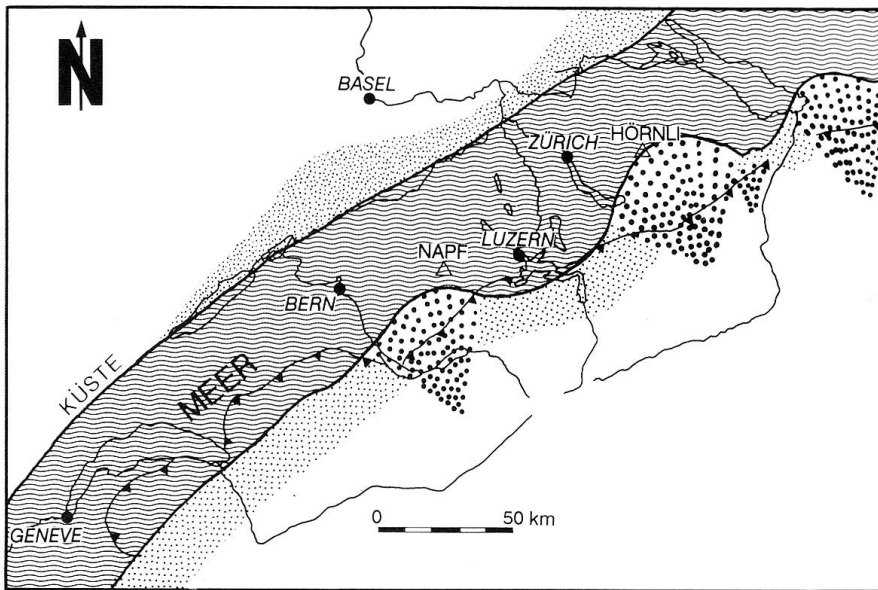


Abb.14: Paläogeographische Übersicht während der maximalen Meeresüberflutung zur Zeit der Ablagerung der Luzerner Formation (untere OMM). Damals stiess ein schmaler Meeresarm – die westliche Paratethys – vom Rhonetal durch das alpine Vorlandbecken bis nach Wien zur zentralen Paratethys vor.

Einen wichtigen Hinweis auf die vermutete Ursache dieser Änderung finden wir in den unterschiedlichen mittleren Ablagerungstiefen der beiden Faziestypen. Aufgrund der Faziesanalyse kann gefolgert werden, dass die wellendominiert-gemischtenenergetische Fazies des Löwendenkmals durchwegs im Strandbereich gebildet wurde. Für die gezeitendominierte Fazies des Gletschergartens jedoch kann von einer grösseren durchschnittlichen Paläowassertiefe ausgegangen werden, die auch durch hydrodynamische Berechnungen an fossilen Wellenrippeln belegt ist (siehe Seite 261). Zwischen der Sedimentation der wellendominiert-gemischtenenergetischen und der gezeitendominierten Fazies muss demnach ein Anstieg des Meeresspiegels stattgefunden haben. Diese transgressive Tendenz kann auch in entsprechenden Abschnitten anderer OMM-Profile beobachtet werden (KELLER, 1989). Die Folge dieses Meeresspiegelanstiegs war eine grossräumige Überflutung des Molassebeckens. In Abb.14 ist die paläogeographische Situation zur Zeit der maximalen Transgression während der Ablagerung der Luzerner Formation wiedergegeben.

Mit der fortschreitenden Überflutung der alpinen Vorlandsenke vergrösserte sich die

Wasserfläche, wodurch der Wind einen etwas längeren Einwirkungsweg auf die Wasseroberfläche erhielt. Diese Zunahme der Windwirkungslänge führte auch zu etwas grösseren Wellen, weshalb sich das Gleichgewicht eigentlich eher Richtung wellendominierte Ablagerungen hätte verschieben müssen. Da mit der Transgression aber ein Umschlag hin zu gezeitendominierten Ablagerungen stattfand, mussten die Gezeitenwirkung und folglich der Gezeitenhub zugenommen haben. Wenn auch dieser Sachverhalt hydrodynamisch kaum je genau berechnet werden kann, so möchte ich doch darauf hinweisen, dass bei einer Vergrösserung der Wasseroberfläche die Windwirkungslänge nur linear ansteigt, während sich das Wasservolumen in der dritten Potenz vergrössert. Das in einem Gezeitenmeer verschiebbare Wasservolumen, das sogenannte Gezeitenprisma, ist nun aber eine kritische Grösse für die Entstehung einer Gezeitenwelle in einem blind endenden Meeresarm. Deshalb ist anzunehmen, dass der Gezeitenhub im OMM-Meer infolge einer transgressionsbedingten Vergrösserung des Gezeitenprismas angestiegen ist. Den gleichen Effekt stellte bereits AMOS (1978) in der Bay of Fundy (SE Kanada) fest, wo der Gezeitenhub mit dem holozänen Meeresspiegel-

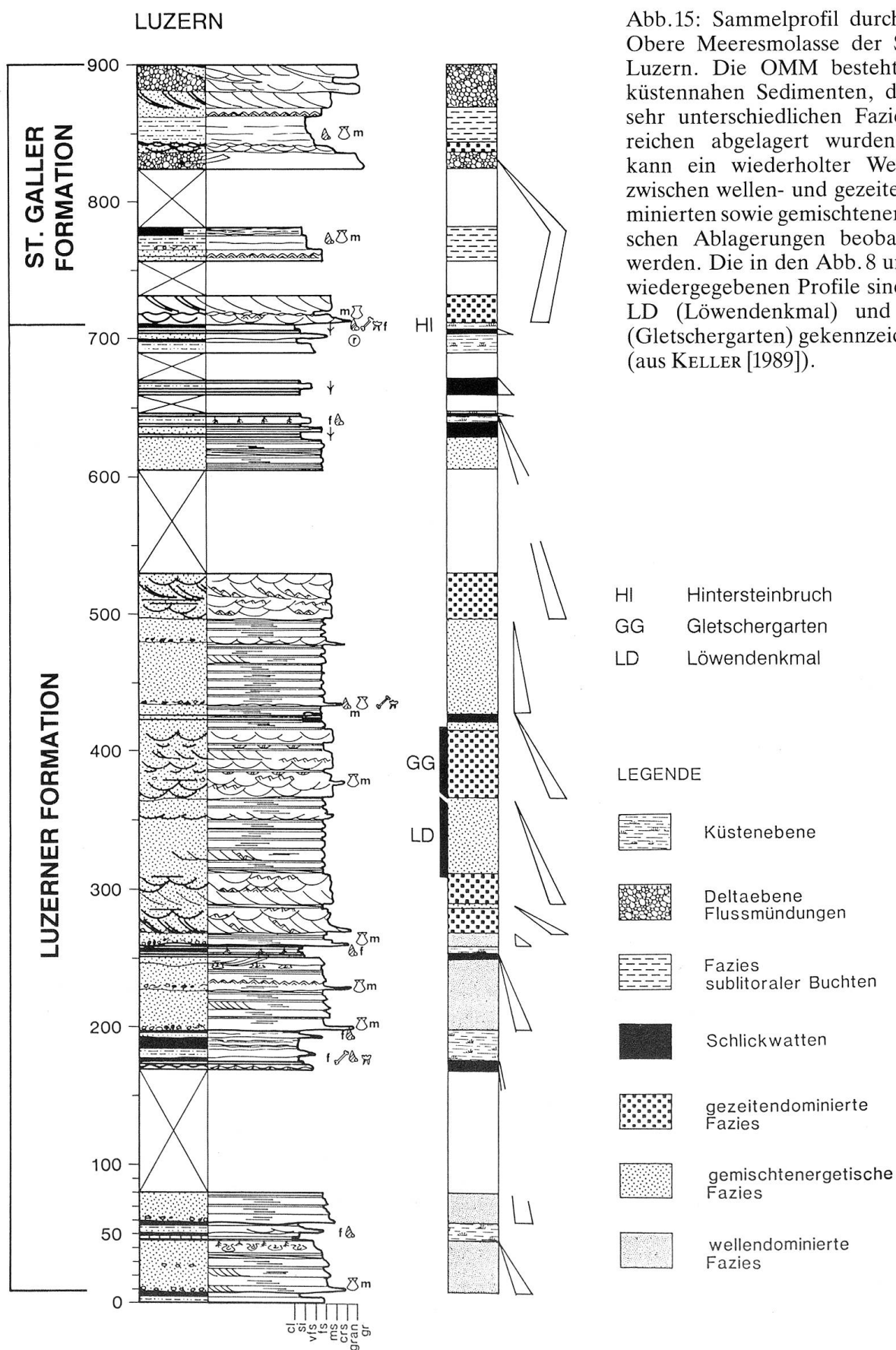











Abb.15: Sammelpprofil durch die Obere Meeresmolasse der Stadt Luzern. Die OMM besteht aus küstennahen Sedimenten, die in sehr unterschiedlichen Faziesbereichen abgelagert wurden. Es kann ein wiederholter Wechsel zwischen wellen- und gezeitendominierten sowie gemischtenergetischen Ablagerungen beobachtet werden. Die in den Abb.8 und 13 wiedergegebenen Profile sind mit LD (Löwendenkmal) und GG (Gletschergarten) gekennzeichnet (aus KELLER [1989]).














LITHOLOGIE

	Konglomerat
	Tongerolle
	Sandstein
	Siltstein
	Schlammstein/Mergel
	Schlammstein/Feinsand-Wechsellagerung
	Flaserschichtung
	Schlicklagen einfache, doppelte
	Aufschlusslücke

FOSSILIEN

	Muscheln
	Schnecken
	Vogelfährten
	Wirbeltierreste
	Kleinsäugerzähne
	Holzreste
	Ophiomorpha nodosa
	Kriechspuren
msf	marin, Süswasser

SEDIMENTSTRUKTUREN

	Parallel-Lamination
	grobe, diskontinuierliche Transcurrent-Lamination
	flachwinklige Schrägschichtung
	Kleinrippel-Schrägschichtung
	Strömungs-Kleinrippeln
	Wellenrippeln
	trogförmige Schrägschichtung
	planare Schrägschichtung
	wellige Schichtung
	Konvolutschichtung
	bipolare Schrägschichtung
	Schrägschichtungsbögen
	Strömungslinien

KORNGRÖSSEN


cl	Ton
si	Silt
fs, vfs	feiner Feinsand
fs	Feinsand
ms	Mittelsand
crs	Grobsand
gr	Feinkies
	nach oben feiner werdende Sequenz

Abb. 16: Legende zu den Profilen.

anstieg ebenfalls merklich zugenommen hatte – er beträgt dort heute 12 m! In der OMM der Zentralschweiz dürfte der maximale Springtidenhub rund 3,5 m betragen haben (KELLER, 1989).

Ein Blick auf das interpretierte Sammelprofil durch die Stadt Luzern (Abb. 15) verrät uns, dass eine derartige Zunahme und Abnahme des Gezeitenhubs im Verlaufe der OMM-Sedimentation mehrmals stattgefunden haben muss, tritt doch ein wiederholter Wechsel zwischen gezeitendominierten und wellendominierten Ablagerungen auf. Damit haben wir eine plausible Erklärung für die unterschiedlichen Ansichten über den hydrodynamischen Charakter des OMM-Meeres gefunden, die sich – wie der vorliegende Artikel aufzuzeigen versucht – im Löwendenkmal und im Gletschergarten nachvollziehen lässt.

Abschliessend bleibt noch zu erwähnen, dass die eiszeitlichen Spuren im Gletschergarten nur deshalb vor den zerstörerischen Eingriffen eines Steinbruchbetriebes verschont blieben, weil sich die «unordentlich» geschichtete gezeitendominierte Fazies als nicht abbauwürdig erwies. Die wellendominiert-gemischtenenergetische Fazies dagegen bot sich aufgrund ihrer guten Bankung bestens für einen Abbau an und wurde daher sowohl südlich (Löwendenkmal) als auch nördlich (Steinbruch Wesemlinrain) des Gletschergartens ausgebeutet.

Verdankungen

Die vorliegende Arbeit stützt sich auf die Resultate meiner Dissertation, die teilweise im Rahmen des Schweizerischen Nationalfondsprojek-

tes «Molasse» (Nr. 2.605-0.85) durchgeführt wurde. Mein spezieller Dank gilt meinem Betreuer, Prof. Dr. A. Matter (Bern), der durch sein fort-dauerndes Interesse zum Gelingen meiner Arbeit beigetragen hat; auch sind mir seine grossen Kenntnisse über die Molasse und die Sedimentologie zugute gekommen.

Mein Dank richtet sich auch an Annemarie und Peter Wick (Luzern) sowie Beat Mazenauer (Luzern), die mein Manuskript kritisch durchgese-

hen und viele wertvolle Anregungen gegeben haben. Die Fotovergrösserungen stammen von Andy Werthemann (Bern). Globetrotter (Luzern) hat mir die schöne Fotografie des Löwendenkmals grosszügig zur Reproduktion überlassen. Ich danke aber auch Dr. Vincent Barbin und Jackie Platt (beide Bern) sowie Dr. H. G. Lorenz (Luzern) für ihre Mithilfe bei der Verfassung der franz. und engl. Zusammenfassungen. Spezieller Dank gebührt auch Brigitte – Gabriel.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALLEN, P. A., MANGE-RAJETZKY, M., MATTER, A. & HOMEWOOD, P. (1985): *Dynamic Palaeography of the open Burdigalian Seaway, Swiss Molasse Basin*. – *Ecolgae geol. Helv.* 78/2, 351–382.
- AMOS, C. L. (1978): *The post glacial evolution of the Minas Basin, N. S. A. sedimentological interpretation*. – *J. sediment. Petrol.* 48, 965–982.
- BAUMBERGER, E. (1925): *Die subalpine Molasse von Luzern*. – *Ecolgae geol. Helv.* XIX/1, 165–176.
- BAUMBERGER, E. (1929): *Die Deutung des Rigi- und Rossbergprofils auf Grund neuer Fossilfunde*. – *Ver. natf. Ges. Basel* 40/2 (1928/29), 295–312.
- BAUMBERGER, E. (1930): *Vorläufige Mitteilung über die Altersbestimmung der subalpinen Süsswassermolassen in der Ostschweiz*. – *Ecolgae geol. Helv.* 23/2, 555–561.
- BAUMBERGER, E. (1931): *Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpennordrand*. – *Ecolgae geol. Helv.* 24/2, 205–221.
- BAUMBERGER, E. (1934): *Die Molasse des schweizerischen Mittellandes und des Juragebietes*. In: *Geologischer Führer der Schweiz*, Fasz. I, p. 57–75. – Wepf, Basel.
- BENKERT, J.-P. (1984): *Die litorale Faziesentwicklung des Luzerner Sandsteins im Entlen-Querschnitt*. – *Ecolgae geol. Helv.* 77/2, 363–382.
- BERGGREN, W. A., KENT, D. V. & VAN COUVERING, J. A. (1985): *The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy*. In: SNELLING, N. J. (Ed.): *The chronology of the geological record*. p. 141–195. – *Geol. Soc. London, Mem.* 10.
- BERSIER, A. (1959): *Séquences détritiques et divagations fluviales*. – *Ecolgae geol. Helv.* 51/3, 854–892.
- BÜCHI, U. P. (1957): *Zur Gliederung der Oberen Süsswassermolasse (OSM) zwischen Bodensee und Reuss*. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing.* 24/66, 35–42.
- BÜCHI, U. P. (1958): *Zur Geologie der Molasse zwischen Reuss und Seetal (Baldegger-/Hallwilersee/Aabach)*. – *Ecolgae geol. Helv.* 51/2, 279–298.
- BÜCHI, U. P. & HOFMANN, F. (1945): *Die obere marine Molasse zwischen Sitter-Urnäsch und dem Rheintal*. – *Ecolgae geol. Helv.* 38/1, 175–194.
- BÜCHI, U. P., WIENER, G. & HOFMANN, F. (1965): *Neue Erkenntnisse im Molassebecken auf Grund von Erdöltiefbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz*. – *Ecolgae geol. Helv.* 58/1, 87–108.
- BUXTORF, A. (1936): *Molasse- und Flyschtektonik südlich Luzern und ihre Bedeutung für den Lopperberg-Querbruch*. – *Ecolgae geol. Helv.* 29/1, 291–302.
- DIEM, B. (1986): *Die Untere Meeresmolasse zwischen Saane (Westschweiz) und Ammer (Oberbayern)*. – *Ecolgae geol. Helv.* 79/2, 493–560.
- DÖRJES, J. & HERTWECK, G. (1975): *Recent biocoenoses and ichnocoenoses in shallow-water marine environments*. In: FREY, R. W. (Ed.): *The study of trace fossils*. p. 459–491. – Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- ENGESSER, B. (1989): *A preliminary mammal zonation of the Upper Marine Molasse of Switzerland*. In: LINDSAY, E. et al. (Eds.): *European mammal chronology*. – NATO ASI Series A: Life Sciences.
- ESCHER VON DER LINTH, A. (1844): *Geologisches*. In: MEYER VON KNONAU, G. (Ed.): *Gemälde der Schweiz. Bd. I: Der Kanton Zürich*, I, p. 148–172. – Huber und Compagnie, St. Gallen und Bern.
- FISCHER, H. (1988): *Isotopengeochemische Untersuchungen und Datierungen an Mineralien und Fossilien aus Sedimentgesteinen*. – Diss. ETH Zürich. 207 p.
- GASSER, U. (1968): *Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuch (Kt. Luzern): Geologie und Sedimentologie*. – *Ecolgae geol. Helv.* 61/1, 229–319.
- GRÜNER, G. S. (1774): *Die Naturgeschichte Helvetiens in der alten Welt*. – *Beytr. Natgesch. Schweizerlandes*.
- HABICHT, K. (1945): *Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.)* 83, Schweiz. Geol. Komm. 166 p.
- HAMMER, B. (1984): *Die Sedimentologie der Oberen Meeresmolasse im Raum St. Gallen*. – Unpubl. Diplomarb. Geol. Inst. Univ. Bern. 96 p.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic*. – *Science* 235, 1156–1167.

- HAUS, H. A. (1937): *Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental (Kt. Bern). Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse und des Alpenrandes.* – Beitr. geol. Karte Schweiz (N. F.) 75. Schweiz. Geol. Komm. 93 p.
- HEIM, ARN. (1907): *Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge.* – Eclogae geol. Helv. IX/3, 386–387.
- HEIM, ARN. (1932): *Zum Problem des Alpen-Molasse-Kontaktes.* – Eclogae geol. Helv. 25/2, 223–232.
- HOMWOOD, P. (1978): *Exemples de séquences de faciès dans la molasse fribourgeoise et leur interprétation.* – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 67, 73–82.
- HOMWOOD, P. (1981): *Faciès et environnements de dépôt de la Molasse de Fribourg.* – Eclogae geol. Helv. 74/1, 29–36.
- HOMWOOD, P. & ALLEN, P. (1981): *Wave-, tide- and current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, western Switzerland.* – Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., 65/12, 2534–2545.
- HOMWOOD, P., KELLER, B., SCHOEPFER, P. & YANG, C. S. (1989): *Faciès, processus de sédimentation et reconstitution des conditions paléomarines dans la Molasse marine supérieure suisse.* – Bull. soc. géol. France 8/5, 1015–1027.
- KAUFMANN, F. J. (1860): *Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse.* – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. 17.
- KAUFMANN, F. J. (1872): *Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz.* – Beitr. geol. Karte Schweiz 11. Schweiz. geol. Komm. 534 p.
- KAUFMANN, F. J. (1886): *Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern–Grafenort.* – Beitr. geol. Karte Schweiz 24/I. Schweiz. geol. Komm.
- KAUFMANN, F. J. (1887): *Geologische Skizze von Luzern und Umgebung.* – Beil. Jber. Kantonsschule u. Theologie in Luzern (1886/87). 12 p.
- KELLER, B. (1987): *Lithostratigraphische Gliederung der Oberen Meeresmolasse.* – Abstr. Jvers. SGG/SGS, Luzern.
- KELLER, B. (1989): *Fazies und Stratigraphie der Oberen Meeresmolasse (Unteres Miozän) zwischen Napf und Bodensee.* – Diss. Univ. Bern, 403 p.
- KOPP, J. (1952): *Die Erdölbohrung Altishofen.* – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. 19/57, 21–24.
- KOPP, J. (1962): *Erläuterungen: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000. Bl. 1150 Luzern (Nr. 28).* – Schweiz. Geol. Komm. 66 p.
- KOPP, J. & MARTIN, G. P. R. (1938): *Die Hauptaufschichtung der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und Aegerisee.* – Eclogae geol. Helv. 31/2, 387–394.
- LEMCKE, K., BÜCHI, U. P. & WIENER, G. (1968): *Einige Ergebnisse der Erdölexploration auf die mittelländische Molasse der Zentralschweiz.* – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. 35/87, 15–34.
- MARTIN, R. (1975): *Zur Stadtgeographie des «Hochwacht»-Quartiers.* In: ZBINDEN, K.: *Hochwacht und Hof.* p. 12–23. – Quartierverein Hochwacht in Luzern, C. J. Bucher AG, Luzern, 230 p.
- MATTER, A. (1964): *Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet (Entlebuch – Tal der Grossen Fontanne, Kt. Luzern).* – Eclogae geol. Helv. 57/2, 315–429.
- MATTER, A., HOMEWOOD, P., CARON, C., RIGASSI, D., VAN STUIJVENBERG, J., WEIDMANN, M. & WINKLER, W. (1980): *Flysch and molasse of western and central Switzerland (Excursion No. V).* In: *Geology of Switzerland, a guidebook.* Part B, p. 261–293. – Wepf, Basel/New York.
- ROLLIER, L. (1911): *Revision de la stratigraphie et de la tectonique de la molasse au Nord des Alpes.* – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. 46/1.
- RÖGL, F. & STEININGER, F. (1983): *Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys.* – Ann. naturhist. Mus. Wien 85/A, 135–163.
- RUTSCH, R. (1928): *Geologie des Belpberges. Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie, Paläontologie und Tektonik der Molasse südlich von Bern.* – Verlag Paul Haupt, Bern. 194 p.
- SPECK, J. (1945): *Fährtenfunde aus dem subalpinen Burdigalien und ihre Bedeutung für Fazies und Paläogeographie der oberen Meeresmolasse.* – Eclogae geol. Helv. 38/2, 411–416.
- STEHLIN, H. G. (1922): *Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligozänen Molasse.* – Eclogae geol. Helv. XVI/5, 575–581.
- STEHLIN, H. G. (1934): *Wichtigste Daten der Säugetiergeschichte Europas.* In: *Geol. Führer der Schweiz, Fasz. I.* p. 69–70. – Wepf, Basel.
- STUDER, B. (1825): *Beyträge zu einer Monographie der Molasse.* – Jenni, Bern.
- STÜRM, B. (1973): *Die Rigi-Schüttung. Sedimentpetrographie, Sedimentologie, Paläogeographie, Tektonik.* – Diss. Univ. Zürich. 96 p.
- TERWINDT, J. H. J. (1988): *Palaeo-tidal reconstructions of inshore tidal depositional environments.* In: DE BOER, P. L., VAN GELDER, A. & NIO, S. D. (Eds.): *Tide-influenced sedimentary environments and facies.* p. 233–264. – D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland. 530 p.
- VOLLMAYR, T. & WENT, A. (1987): *Die Erdgasbohrung Entlebuch I, ein Tiefenaufschluss am Alpennordrand.* – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. Vol. 53, Nr. 125, 67–79.
- WALTHER, J. (1894): *Lithogenesis der Gegenwart. Beobachtungen über die Bildung der Gesteine an der heutigen Erdoberfläche. Dritter Teil einer Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft.* p. 535–1055. – Verlag Gustaf Fischer, Jena. 1055 p.

Dr. Beat Keller
Geologisches Institut
der Universität Bern
Baltzerstrasse 1
3012 Bern

