

Die Gosauschichten des Muttekopfs

Von Hugo ORTNER

Mit 8 Abbildungen

Die Gosaugruppe in den Ostalpen umfaßt synorogene Sedimente der Oberkreide. Sie wird grob unterteilt in einen Tieferen Gosaukomplex mit terrestrischen bis flachmarinen Ablagerungen und einen Höheren Gosaukomplex mit tiefmarinen Sedimenten (FAUPL et al. 1987). Die Sedimente der Gosaugruppe sind in den gesamten Nördlichen Kalkalpen verbreitet, liegen aber in isolierten Becken vor (Abb. 1).

Die Muttekopfgosau transgrediert über dem prägosauisch verfalteten Hauptdolomit der Inntaldecke. Nach der Sedimentation wurde die Muttekopfgosau intensiv verfaultet und blieb eingeklemmt im Hauptdolomit in einer Synklinale erhalten. Zugleich oder noch später wurde die Larsenscholle (ein Äquivalent zur Krabachjochdecke, der höchsten tektonischen Einheit der westlichen Nördlichen Kalkalpen) an die Muttekopfgosau angeschoben.

Plattein - Formation (Tieferer Gosaukomplex)

Im Bereich der Platteinwiesen in Osten der Muttekopfgosau ist das vollständigste Profil des Unteren Gosaukomplexes in der Muttekopfgosau erschlossen (HAAS 1991; Abb. 2). Die Gosau transgrediert diskordant auf den Hauptdolomit. Die Sedimentation setzt mit gut gerundeten Feinkonglomeraten ein (maximaler Korn Durchmesser bei 2 cm), die zuerst in gradierte laminierte Sandsteine, dann in Mergel übergehen. Diese Entwicklung wird mit scharfer Liegendgrenze von Grobbreccien überlagert, deren kantengerundete Komponenten bis zu 1/2 m Durchmesser erreichen

können, deren durchschnittliche Korngröße aber bei ca. 20 cm. liegt. Die pelitische Matrix weist starke Rotfärbung auf und kommt stellenweise als feinlaminierte Siebablagerung vor. Die Breccien sind in Meterbereich undeutlich gebankt, selten treten Rinnenbildungen auf. Hangend werden die Grobbreccien durch einen Horizont mit sehr gut gerundeten Komponenten abgeschlossen (Durchmesser bis 20 cm). Mit scharfer Grenze setzen eintönige graue Grobsandsteine ein, die schnell in Feinsandsteine übergehen. Die Bankung liegt in Dezimeterbereich, stellenweise ist Lamination erhalten. Auf Schichtoberflächen ist eine Spurenfossilvergesellschaftung der Cruziana Ichnofazies erhalten (Hintere Fundaisalm; FREY & PEMBERTON 1988). Diese von AMPFERER (1912) als Inoceramenmergel bezeichneten Sandsteine stellen einen der wenigen fossilführenden Horizonte der Muttekopfgosau dar. LEISS (1988) stellte diesen Horizont an die Grenze Coniac - Santon. Die Inoceramenmergel werden mit scharfer Grenze von gravitativen Schüttungen des Oberen Gosaukomplexes überlagert, die zu Beginn großteils Feinsandsteine und Mergel der darunterliegenden Einheit resedimentieren.

Die Ablagerungen des Unteren Gosaukomplexes spiegeln die Absenkung eines alluvialen Schuttfächers in ein marines Milieu wieder. Die mächtige Entwicklung des alluvialen Schuttfächers (Grobbreccien) wandert über ein verzweigtes Flußsystem (Feinkonglomerate) mit Überbanksedimenten (Sandsteine und Mergel der basalsten Entwicklung) hinweg. Flächige Schüttungen, schwach definierte Bankgrenzen, das Fehlen von sandigen Sequenzen, und tonige Matrix in den korngestützten Breccien weisen auf

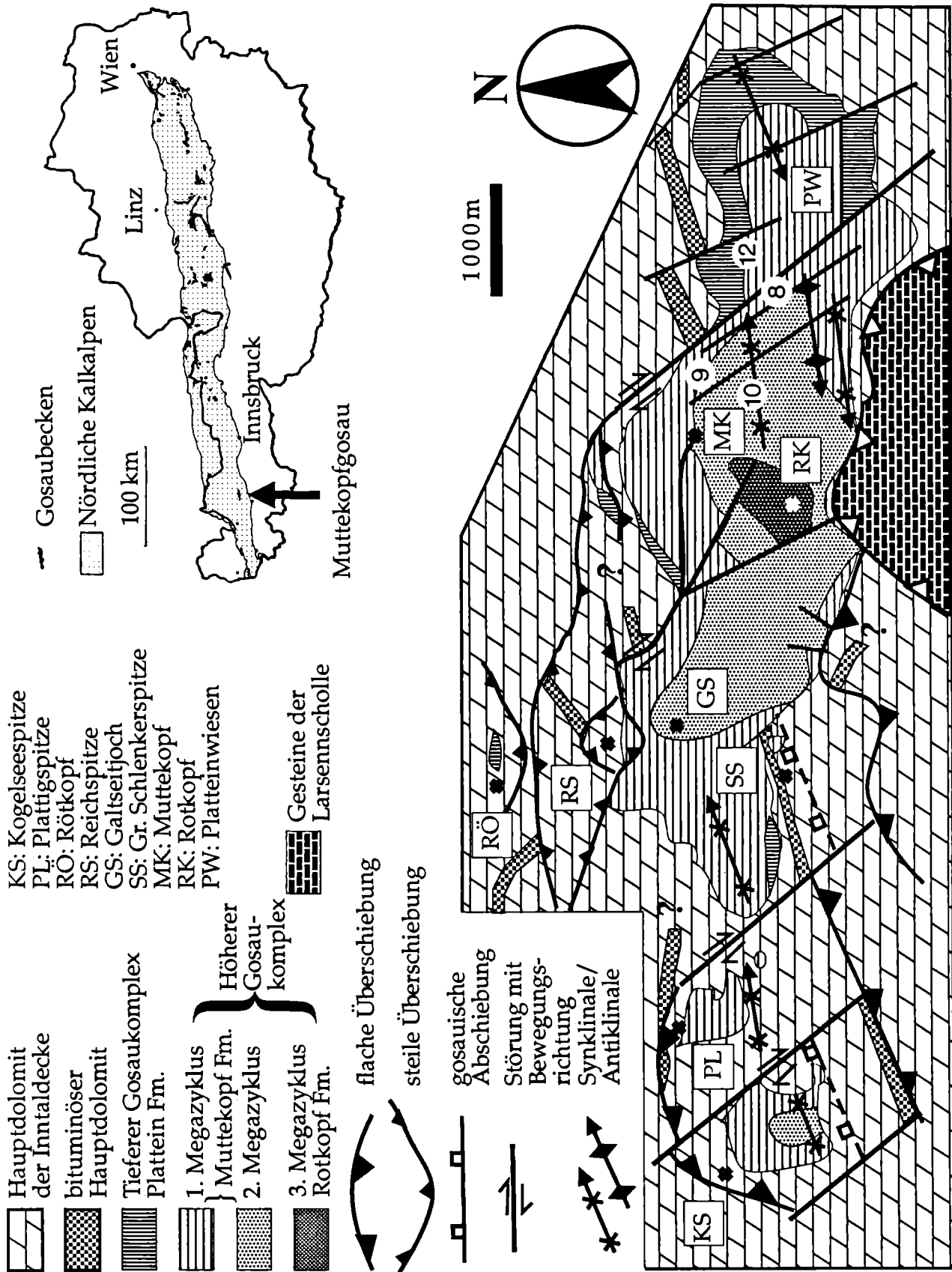


Abb. 1

Lageskizze und tektonische Skizze der Muttetkopfgosau. Die steilen Aufschiebungen am Nordrand der Gosau gehören zu einer Seitenverschiebungszone. Die weiter südlich gelegenen Aufschiebungen sind Teil einer postgosauischen, NNW-vergente Verschuppung (einschließlich der Überschiebung an der Basis der Larsenscholle).

8 - 12: Haltepunkte der Exkursion A

ORTNER

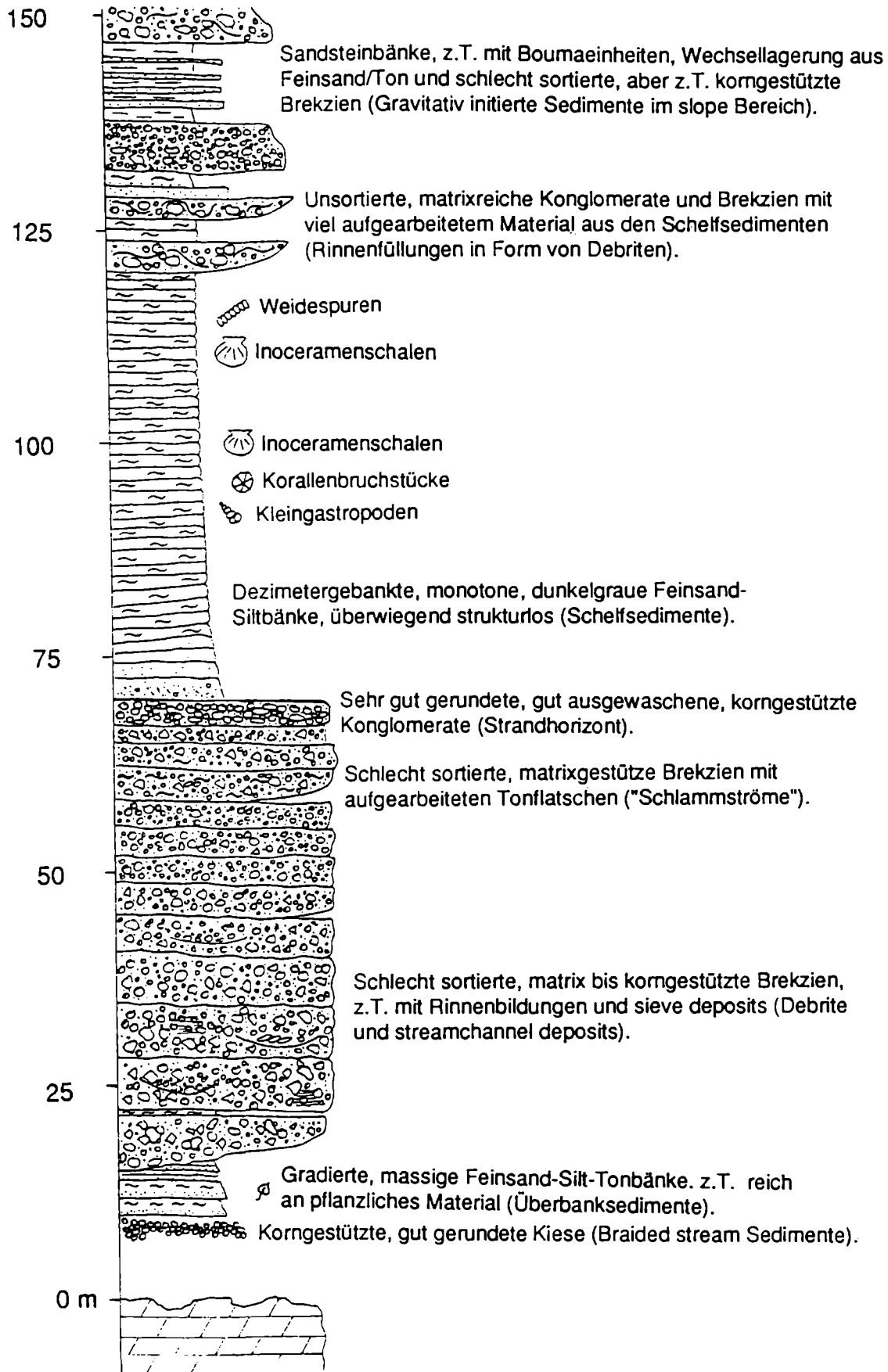












Abb. 2: Profil der Plattein - Formation (HAAS 1991) an der Platteinwiesen.

- | | | |
|--|---|---|
|  Hauptdolomit der Inntaldecke |  Megabrekzien |  Dickgebankte Turbiditfazies |
|  Tieferer Gosaukomplex |  Brekzie (v.a. Basisbrekzien) |  Dünnebankte Turbiditfazies |

- KS: Kogelseespitze
 PL: Plattigspitze
 RÖ: Rötkepf
 RS: Reichspitze
 GS: Galtseitjoch
 SS: Gr. Schlenkerspitze
 MK: Muttekopf
 RK: Rotkopf
 PW: Plattenwiesen
 BK: Brunnkar
 LS: Larsennkar
 KL: Klammenspitze
 SSS: Scharnitzsattelstörung

- | | |
|--|---|
|  Schlenkerkardiskordanz |  Rotkopfdiskordanz |
|  gosauische Abschiebung |  Störung mit Bewegungsrichtung |

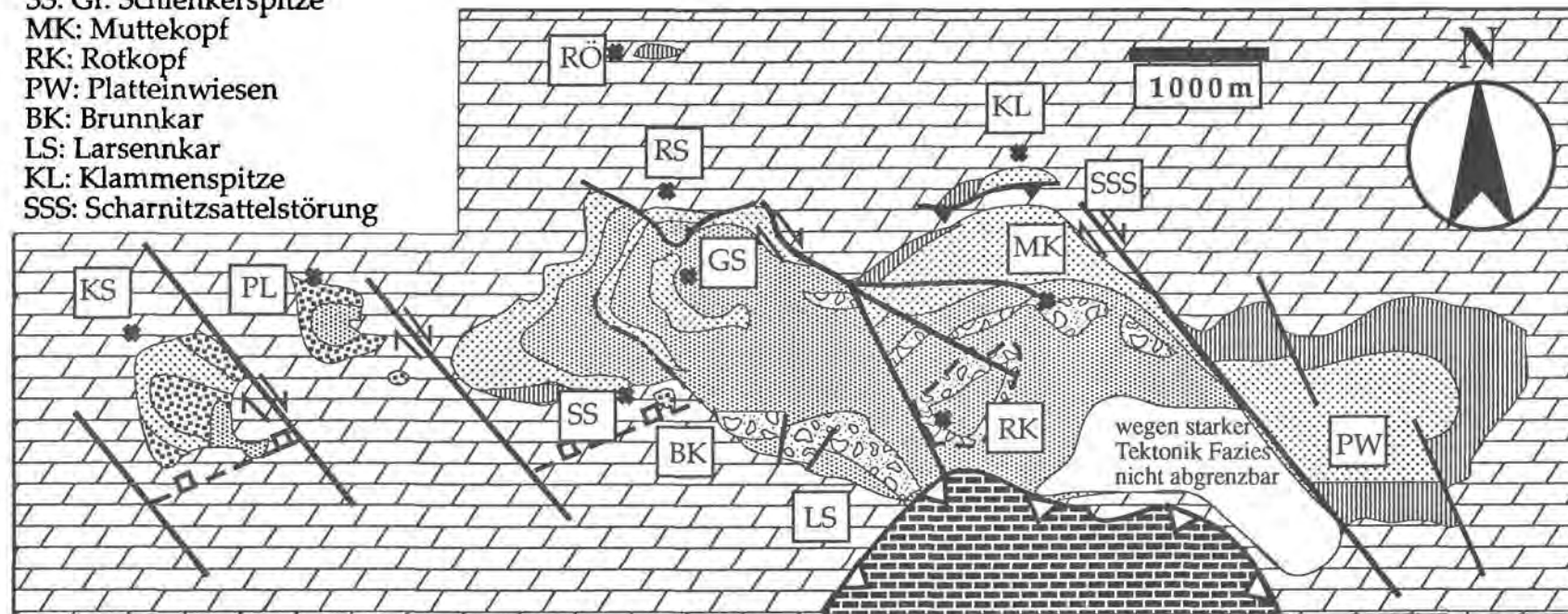


Abb. 3: Faziesverteilung in der Muttekopfgosau: Die mächtigen Brekzien an der Basis der Gosau östlich und südwestlich der Kogelseespitze sind an synd sedimentär aktive Störungen gebunden. Die mächtigen Megabrekzien im Brunn- und Larsennkar sowie (in deren Fortsetzung) die Schlenkerkardiskordanz markieren den Beginn des 2. Megazyklus. Die Megabrekzien am Südrand der Gosau könnten in einem störungsparallelen Graben ("Roll Over" an großen listrischen Abschiebungen) abgelagert worden sein. Die Rotkopfdiskordanz markiert den Beginn des 3. Megazyklus.

Upper Fan bis Mid Fan Ablagerungen im Bereich des Fächerschnittpunkts hin (FLORES et al. 1985). Dafür spricht auch das Vorkommen der Siebablagerungen (HOOKE 1967).

Der Übergang ins subaquatische Milieu wird durch den Konglomerathorizont am Top der Breccien angekündigt. Die gute Rundung der Klaster kann nicht durch Transport auf dem alluvialen Fächer erzielt werden, sondern muß im Strandbereich erfolgt sein. Die Gerölle konnten wegen ihrer Größe nicht weiter transportiert werden und reichten sich am Transgressionshorizont an (vgl. MAEJIMA 1988).

Höherer Gosaukomplex

Die wechselhaften Breccien-, Konglomerat-, Sandstein-, und Mergelabfolgen des oberen Gosaukomplexes folgen auf den ersten Blick scheinbar regellos aufeinander. Die Sedimente werden mit Hilfe von Lithofaziestypen beschrieben (ORTNER 1990). Die Lithofaziestypen können in Anlehnung an WALKER 1978 und MULLINS & COOK 1986 zu Lithofaziesassoziationen zusammengefaßt werden. Jede Faziesvergesellschaftung stellt einen bestimmten Ablagerungsraum mit eigener Ablagerungsdynamik dar.

- 1) Megabreccien - Vergesellschaftung: Die Sedimente umfassen Megabreccien (mit Oberrätkalk und Hauptdolomit als Riesenblöcken mit bis zu 100 m Kantenlänge), Breccien und chaotische matrixreiche Konglomerate und sehr selten Boumaabfolgen Ta - d, wobei Td als heller Mergel erhalten ist. Bis zu 100 m mächtige Breccien- und Konglomeratlagen wurden abgelagert; im Becken verteilten sich diese Lagen zu flächigen Schüttungen mit einer ihrer Kohäsivität entsprechenden Dicke (ca. 40 m; Riesenblocklage im Muttekopfbereich).
- 2) Pebbly Sandstone - Vergesellschaftung: In dieser Vergesellschaftung dominieren Pebbly Sandstones. Die Bankung in dieser Vergesellschaftung liegt zwischen 50 cm und 3 m. Pelitintervalle sind sehr selten, und wenn sie vorkommen, handelt es sich um geringmächtige Wechsellagerung von schwarzen laminierten Peliten und distalen unvollständigen Turbiditen. Die Pebbly Sand-

stone - Vergesellschaftung bildet zusammen mit Breccien sehr flache Rinnenverfüllungen (vgl. WALKER 1978).

- 3) Massive Sandstein - Vergesellschaftung: Aufgebaut wird diese Vergesellschaftung aus ca. 50 cm mächtigen nicht gradierten strukturlosen Sandsteinlagen (Dish Structures, die von WALKER 1978 als charakteristisch für diese Vergesellschaftung beschrieben werden, treten nicht auf, auch Sohlmarken fehlen). Typisch ist Wechsellagerung mit Breccienhorizonten. Kleindimensionale Rinnenbildungen im Meterbereich mit trogförmiger Schrägschichtung sind häufig. Zusammen mit einem Konglomerat- und einem Breccienhorizont, die den massiven Sandsteinen vorausgehen, bildet diese Vergesellschaftung die Verfüllung von sehr flachen Rinnen, die lateral auskeilen.
- 4) Dickgebankte Turbidit - Vergesellschaftung: Diese Vergesellschaftung besteht aus Abfolgen von matrixreichen oder zumindest matrixführenden Konglomeraten bis Grobsandsteinen, aus denen sich durch Gradierung die Ta - Abteilung der Bouma Abfolge entwickelt, welche die Lithofazies der klassischen Turbidite einleitet. In den mehr oder weniger mächtigen hellgrauen turbiditischen Mergeln können bis 40 cm dicke Sandsteinlagen auftreten, die (selten) die Bouma - Abfolge enthalten, die häufiger aber nur massiv, ungradiert und feinkörnig sind. In der dickgebankten Turbidit - Vergesellschaftung ist ein übergeordnetes Fining- und Thinning - Upward zu beobachten (Abb. 4). Die einzelnen Fining - Upward - Sequenzen bestehen aus bis zu 5 m mächtigen Konglomeraten und turbiditischen Sandsteinen, und bis zu 15 m mächtigen turbiditischen Mergeln mit Sandsteinlagen. Laterale und vertikale Übergänge bestehen zur Megabreccien - Vergesellschaftung durch immer mächtigere und gröbere Konglomerateinschlüsse und immer dünnere Mergel und Turbiditintervalle. Der Übergang zur dünngebankten Turbidit - Vergesellschaftung ist durch Hinzutreten von schwarzen (hemi)pelagischen Mergeln und immer dünneren grobklastischen Lagen gekennzeichnet.
- 5) Dünngebankte Turbidit - Vergesellschaftung: Diese distale Turbidit - Vergesellschaftung

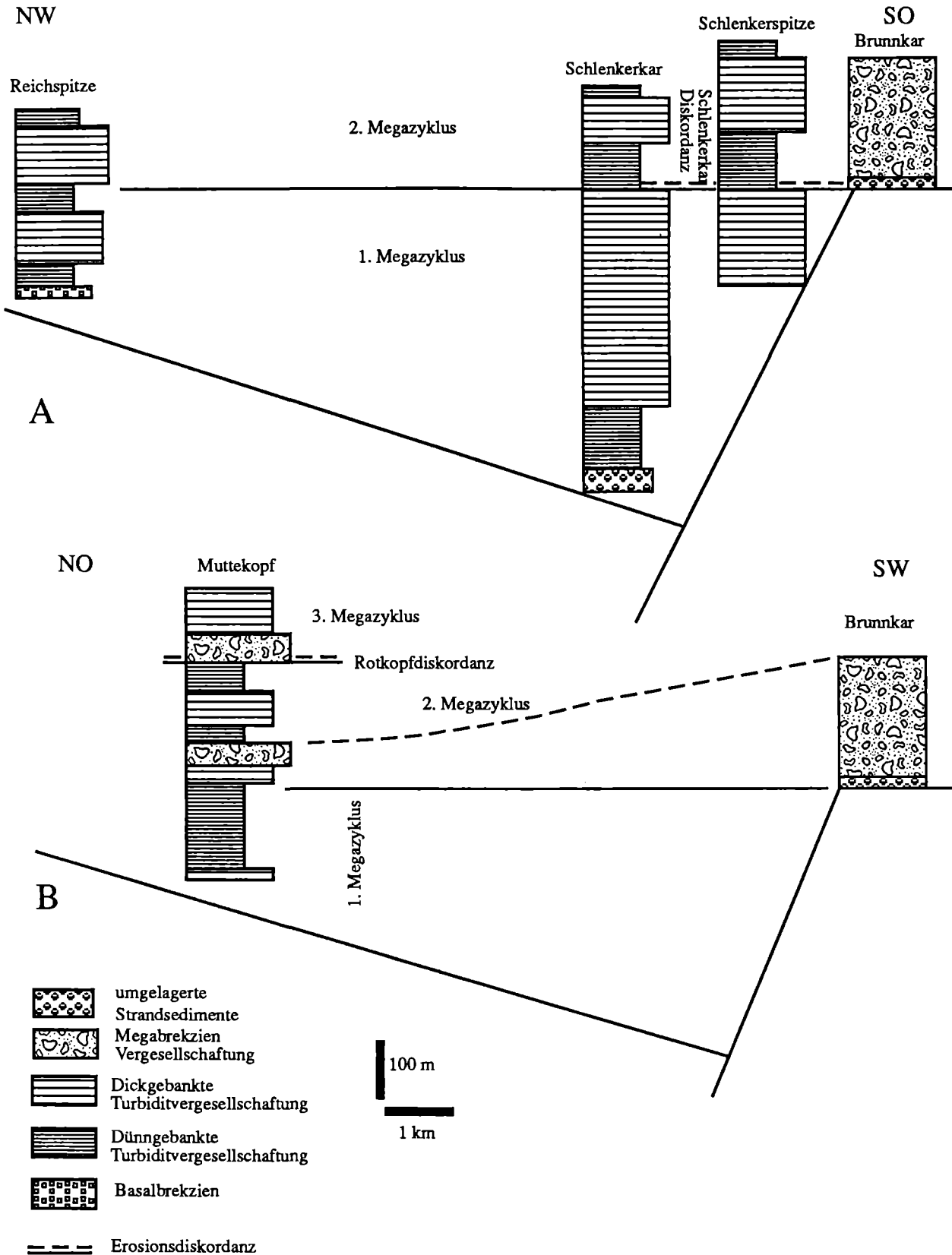


Abb. 4: N - S Schnitte durch die Muttekopfgosau. A liegt außerhalb der Schüttungsrichtung der Sedimente des 2. Megazyklus (S -> N bis SW -> NO), das Profil beginnt am Südrand mit einer Erosionsdiskordanz, die nach N verschwindet und mit dem Markerhorizont Megabrekzienlage korrelierbar ist. B liegt in der Schüttungsrichtung und zeigt die Mächtigkeitsabnahme der Megabrekzien nach N.

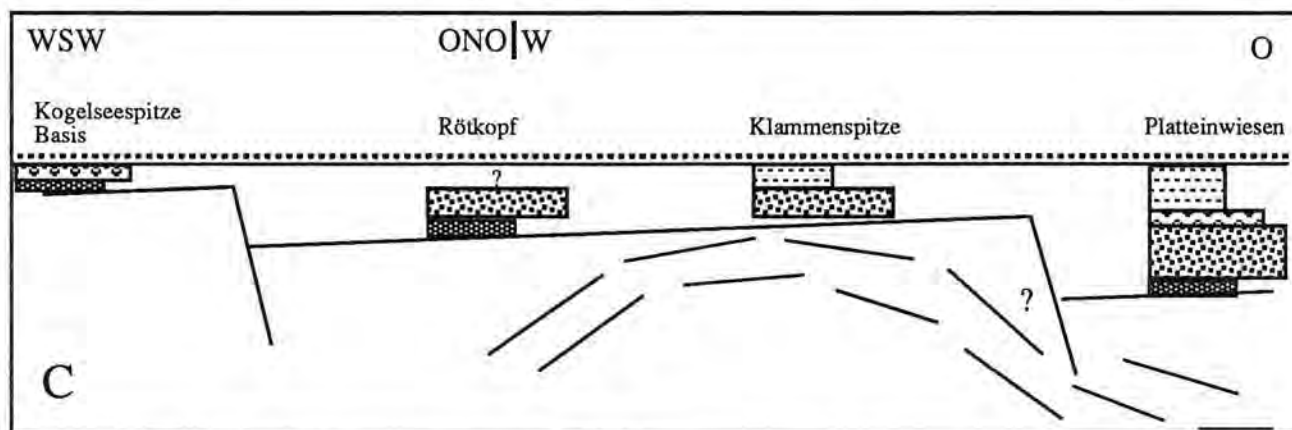
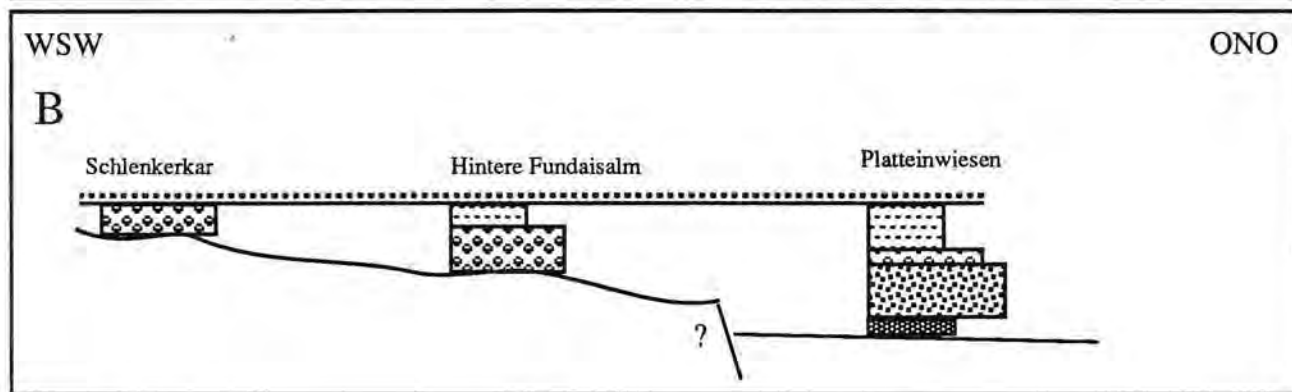
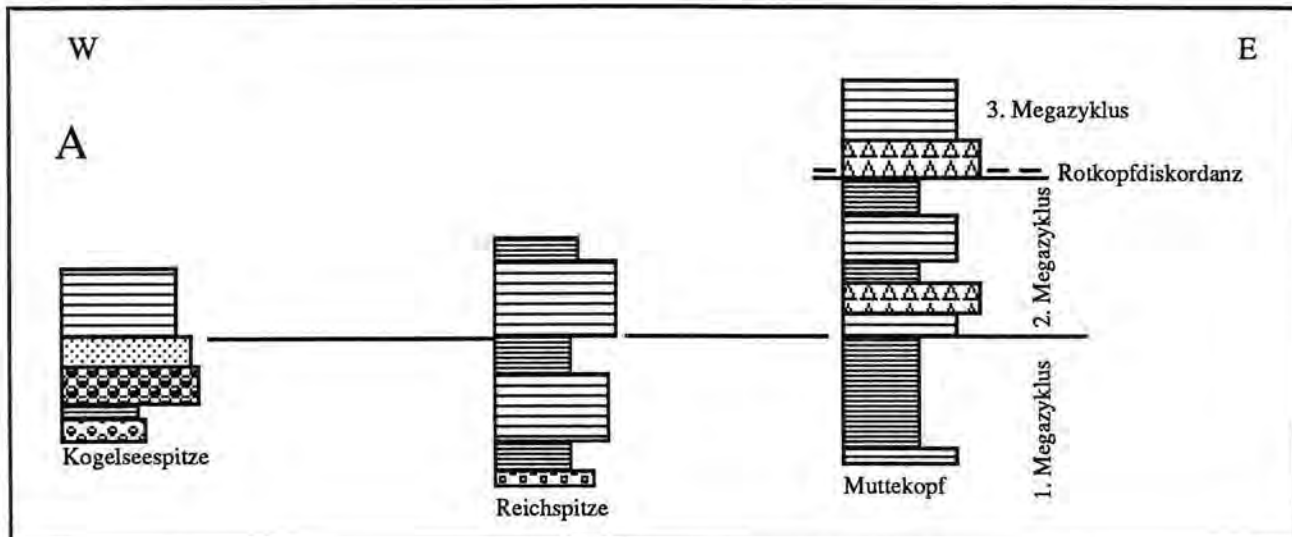
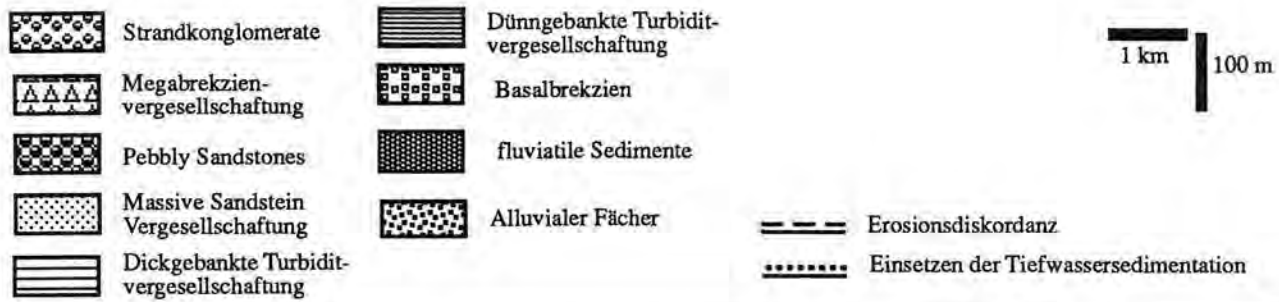


Abb. 5: Bei allen Strandkonglomeraten außer denen im Profil Platteinwiesen handelt es sich um umgelagerte Strandkonglomerate. **A:** Vergleich der Sedimentmächtigkeiten des Oberen Gosaukomplexes am heutigen Nordrand des Beckens. Die Transportrichtung im 1. Megazyklus war von W -> O, dementsprechend werden die Faziesvergesellschaftungen in dieser Richtung immer distaler. Die Sedimente des 2. Megazyklus zeigen keinen Trend, da die Transportrichtung normal zur Profilabfolge steht. **B:** Vergleich der Sedimentmächtigkeiten des Unteren Gosaukomplexes im Zentrum der Mulde. **C:** Vergleich der Sedimentmächtigkeiten des Unteren Gosaukomplexes am heutigen Nordrand des Beckens. In B und C ist die Mächtigkeitszunahme nach O an den NW - SO verlaufenden Störungen zu erkennen.

besteht aus einer Wechsellagerung von schwarzen, (hemi)pelagischen, laminierten, kalzitfreien Mergeln mit unvollständigen Turbiditen. Auffallend ist das Vorherrschen von korngestützten Breccien, die am Top in massive Sandsteine übergehen. Konglomeratlagen kommen praktisch nicht vor. In dieser Vergesellschaftung treten am häufigsten Sedimentgleiterscheinungen auf. Slumps mit und ohne Sedimentvermischung wurden beobachtet, ebenso Abgleiten von Sedimentdecken und beginnende Boudinage durch Sedimentkriechen, Einfalten von Mergelpartien in Breccienlagen bei Fortsetzung dieser Bewegung und Ausbildung von Sedimentwalzen in mächtigen Breccienlagen.

Die Lithofaziesvergesellschaftungen sind in übergeordneten Fining - Upward - Zyklen angeordnet, die im gesamten Becken nachweisbar sind. In der Muttekopfgosau sind drei Zyklen übereinandergestapelt. Mit dem Einsetzen eines jeden Zyklus ändert sich das Schwermineralspektrum, das Komponentenspektrum und die Schüttungsrichtung (Abb.5). Ein vollständiger Fining - Upward - Zyklus (Abb.3) umfaßt zu Beginn die Schüttung einer Megabreccie, dann Fining- und Thinning - Upward zuerst in der Dickgebankten Turbidit - Vergesellschaftung, dann in der Dünnegebankten Turbidit - Vergesellschaftung.

Muttekopf - Formation

Der erste Megazyklus: Die Schüttungsrichtungen im ersten Megazyklus zeigen Sedimenttransport entlang der Beckenachse an (Abb. 6). Dementsprechend sind die proximalsten Sedimente an der Kogelseespitze, ganz im Westen der Muttekopfgosau, aufgeschlossen. Das Schwermineralspektrum zeigt neben dem im ganzen Profil konstanten Zirkon - Rutil - Turmalin - Apatit - Spektrum episodische Einschüttung von großen Mengen von grüner Hornblende, Epidot und Granat. Das Komponentenspektrum zeigt Anlieferung nur von kalkalpinem Material. Mit dem Beginn des ersten Megazyklus ist das Becken unter die CCD abgesenkt, was durch das Auftreten von kalzitfreien hemipelagischen Mergeln und kalzitführenden (bis 15%) turbiditischen Mergeln

angezeigt wird. Der erste und zweite Megazyklus sind fossilieer, bis auf korrodiertes Nannoplankton in turbiditischen Mergeln und angelöste Foraminiferen in turbiditischen Sandsteinen.

Der zweite Megazyklus: Mit dem Einsetzen der Sedimentation des zweiten Megazyklus ist der Kollaps von Untergrund und Gosausedimenten an der Abschiebung im Süden des Gosausebeckens verbunden (Brunnkar, Larsenkar; Abb. 6). Die Erosion von Teilen der Gosausedimente verursacht am Südrand der Gosau eine Diskordanz (Schlenkerkardiskordanz; Abb. 6). Die Veränderung macht sich in Schwermineralspektrum durch das Ende der Einschüttung von Hornblende, Epidot und Granat bemerkbar, im Komponentenspektrum durch das Auftauchen von exotischen, nicht kalkalpinen Geröllen (Quarzite, Chloritquarzite und basaltische Gesteine metamorph in Grünschieferfazies und Quarzite aus Quarzporphyrklasten).

Rotkopf - Formation

Der dritte Megazyklus: Ein neuerliches erosives Einschneiden einer Megabreccie (Rotkopf - Diskordanz; WOPFNER 1954) steht am Beginn dieses Megazyklus. Die Sedimentation zeigt bedeutende Unterschiede zu den ersten beiden Megazyklen. Die turbiditischen Mergel enthalten nun wesentlich mehr Kalzit (bis 60%) und führen Foraminiferen. OBERHAUSER (1963) datierte diese ins obere Maastricht. Die Sandsteine enthalten nun Fragmente von Lithothamnienkalken. Im Schwermineralspektrum tauchen in einzelnen Proben größere Mengen an Granat auf. Die Geometrie des basalen Breccienkörpers zeigt eine Schüttungsrichtung von Ost nach West an.

Interpretation

TOLLMANN (1976) parallelisierte diese Ablagerungen mit den Nierentaler Schichten, bezeichneten sie jedoch wegen der grobklastischen Einschaltungen als Sonderentwicklung. Wahrscheinlich müssen sowohl die Muttekopf - Formation als auch die Rotkopfformation als eine Slope - Fazies zu den Nierentaler Schichten gesehen werden.

Die Fining Upward Megazyklen der Muttekopfgosau können als Folge von Absenkungsereig-

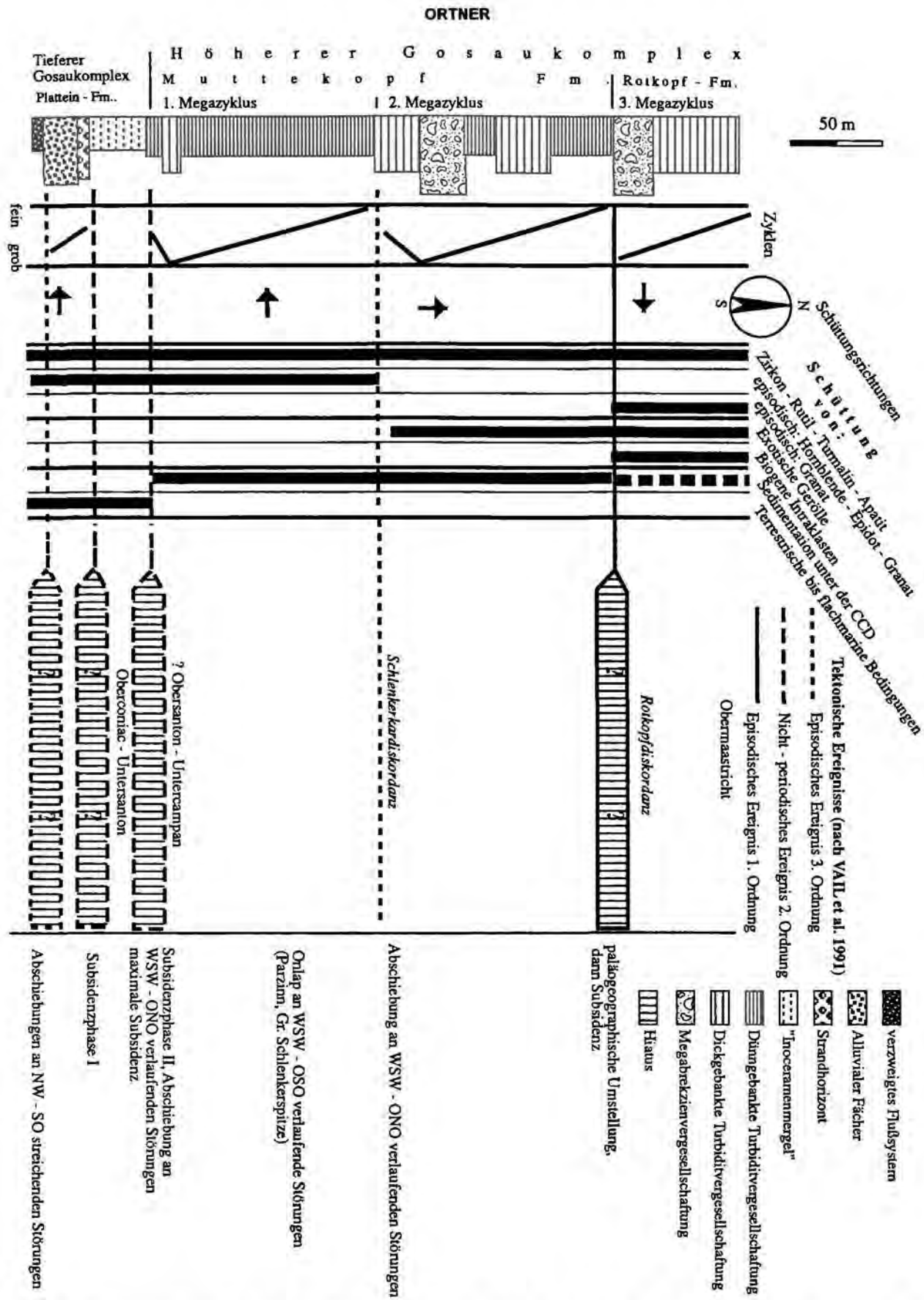


Abb. 6: Sammelprofil durch die Muttekopfgosau und Korrelation zu wichtigen Parametern. In die tektono - stratigraphische Einteilung sind auch die wenigen vorhandenen biostratigraphischen Daten eingetragen (Daten aus OBERHAUSER 1963, DIETRICH & FRANZ 1976, LEISS 1987). Eine Unterteilung der Profilabfolge in "System Tracts" (VAN WAGONER et al. 1988) ist wegen des weitgehenden Fehlens von anderen als transgressiven Sequenzen nicht möglich.

nissen interpretiert werden. Nach dem Ereignis wurde die Reliefenergie abgebaut, dabei wurde ein Fining Upward Megazyklus sedimentiert. Charakteristisch ist die extrem grobklastische Entwicklung mit dem Auftreten von Megabrekzien in einem tiefen Becken (Sedimentation unter der CCD). Mit drei aufeinanderfolgenden Riftereignissen wurden immer neue Bereiche in die Sedimentation einbezogen. Meeresspiegelschwankungen als Ursache für die Fining Upward Zyklen können ausgeschlossen werden: Die Rate der tektonischen Subsidenz (bis 700 m/Ma; WAGREICH, 1991) war etwa um das 10fache höher als die Raten der Meeresspiegelschwankungen in der Oberkreide (HAQ et al. 1988).

Aufgrund der oben genannten Fakten können für die Muttekopfgosau keine sequenzstratigraphischen Grenzen angegeben werden, sondern eine tektono - stratigraphische Einteilung (Abb.4), die auf der lokalen und regionalen Freisetzung von Stress beruht (vgl. VAIL et al. 1991). Alle Sequenzen sind transgressiv (Fining Upward) und durch große erosive Lücken getrennt, d.h. der regressive Teil der Sequenzen (Coarsening Upward), der auch die sequenzstratigraphischen Grenzen enthalten würde, wurde entweder erosiv entfernt oder konnte wegen der schnellen Abfolge der Absenkungsereignisse nicht entstehen. Charakteristisch ist die regionale Ungleichzeitigkeit des Auftretens von vergleichbaren sedimentären

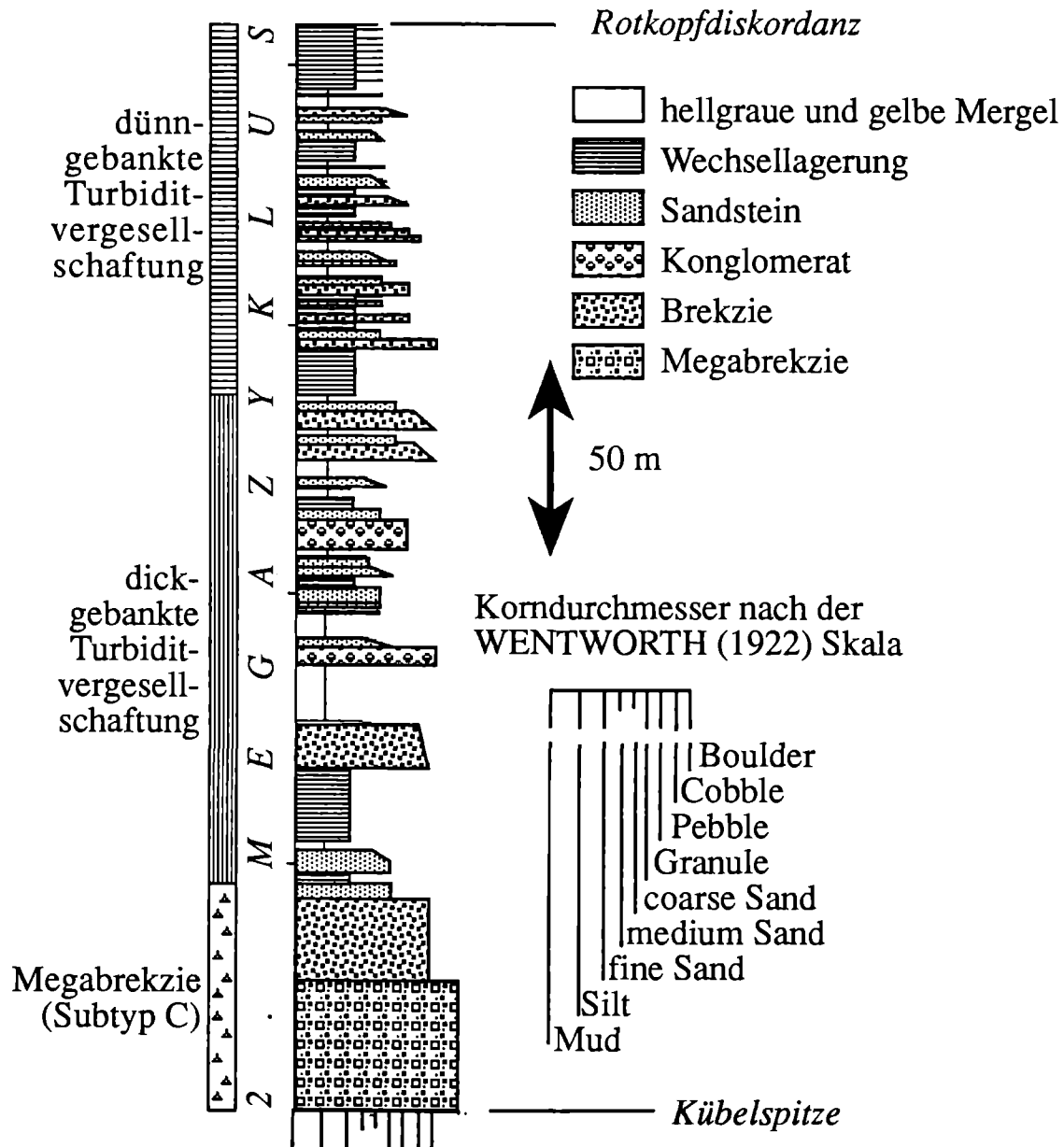


Abb. 7: Vollständiger Fining Upward - Zyklus in der Muttekopfgosau zwischen Kübelspitze und Rotkopf.

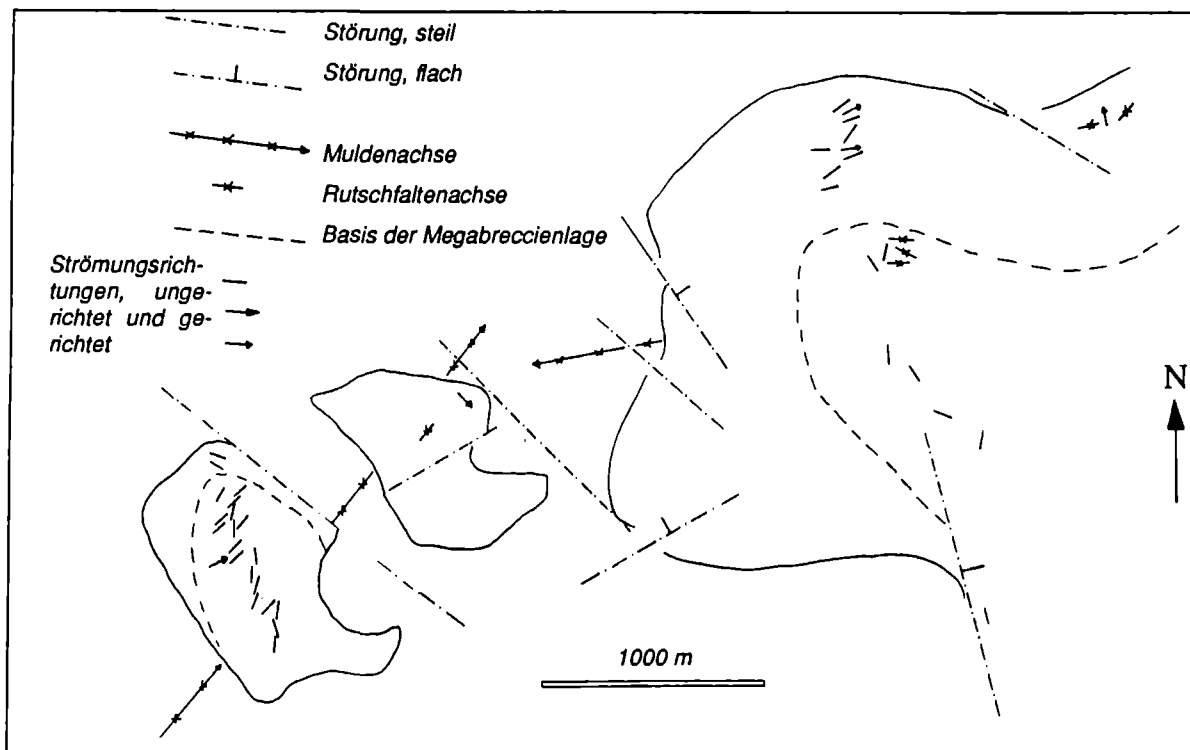
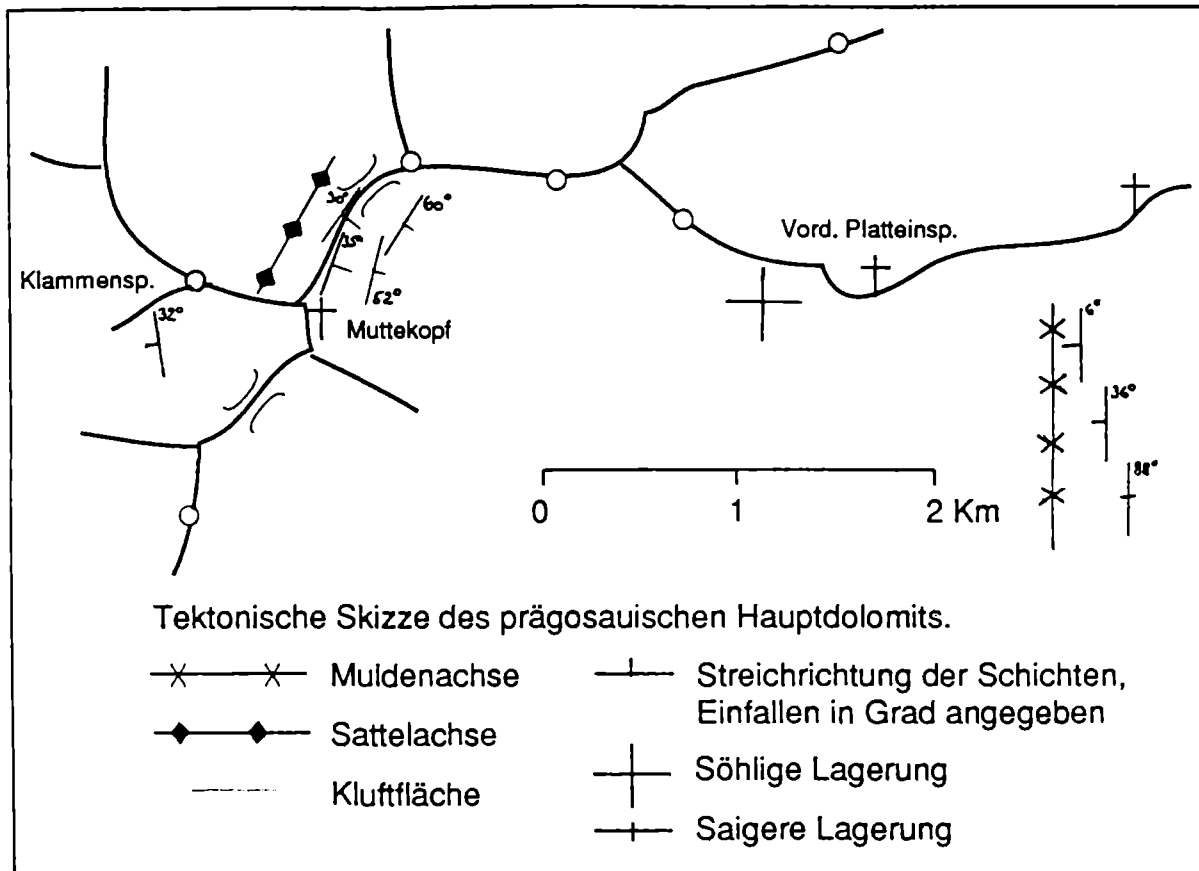


Abb. 8: Prägosaische Strukturen der östlichen Muttekopfgosau (oben), westlichen Muttekopfgosau (unten).

Fazies (vgl. WAGREICH 1991). Für die Subsidenzphase II kann ein Fortschreiten der Absenkung von Nordwesten nach Südosten in den nördlichen Kalkalpen angegeben werden.

Die Beckenentwicklung der Muttekopfgosau zeigt drei Rift - Stadien, die das immer weitere Ausgreifen der Gosausedimentation dokumentieren (Modell Abb. 6): Im Coniac wurde das lokale Becken mit terrestrischen bis flachmarinen Abfolgen des Tieferen Gosaukomplexes gefüllt. Das abrupte Beginnen der Turbiditsedimentation im

Obersanton markiert die maximale Extension (Höherer Gosaukomplex). Die Sedimente dieser Einheit wurden in manchen Gosaubecken unterhalb der CCD abgelagert (z.B. 1. und 2. Megazyklus der Muttekopfgosau) und greifen weit über die Grenzen des Unteren Gosaukomplexes hinaus. Eine Periode der paläogeographischen Umstellung wird gefolgt von einem weiteren extensiven Ereignis, das turbiditische Sedimentation verursachte (3. Megazyklus).

LITERATUR

- AMPFERER, O. (1912): Über die Gosau des Muttekopfs.- Jb. Geol. Reichsanst. 62/2, 289 - 310, 4 Abb., 2 Tab., 2 Tafeln, Wien
- FAUPL, P., POBER, E., & WAGREICH, M. (1987): Fazies Development of the Gosau Group of the Eastern Parts of the Eastern Alps.- In: FAUPL, P. & FLÜGEL, H. W. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 142 - 154, 3 Fig., 1Tab., Wien
- FLORES, R.M., ETHRIDGE, F.G., MIAL, A.D., GALLOWAY, W.E. & FOUCH, T.D. (Eds.) (1985): Recognition of Fluvial Depositional Systems and Their Resource Potential.- 290 S., SEPM Short Course Notes No. 19, Tulsa
- FREY, R. W. & PEMBERTON, S. G. (1988): Trace Fossil Facies Models.- In: WALKER, R. G. (Ed.) 1988: Facies Models, Second Edition, Geoscience Canada Reprint Series 1, 189 - 208, 1 Abb., Toronto
- HAAS, Ch. (1991): Zur Geologie und Sedimentologie der östlichen Muttekopfgosau.- 117 S., 73 Abb., 5 Tab., 3 Tafeln, Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Innsbruck
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea Level Change.- In: WILGUS, K. C., HASTINGS, B. S., POSAMENTIER, H., VAN WAGONER, J., ROSS, C. A. & KENDALL, Ch. G. (1988): Sea Level Changes: An Integrated Approach, 71 - 108, 17 Abb., Tulsa
- HOOKE, R.L. (1967): Processes on Arid Region Alluvial Fans.- J. Geol. 75, 438 - 460, 10 Abb., 3 Tab., Chicago
- LEISS, O. (1988): Neue Wege zum Verständnis des kalkalpinen Deckenbaus als Konsequenz der Beckenanalyse intrakalkalpiner Kreideserien (Coniac - Santon).- Documenta Naturae 43, 95 S., 72 Abb., München
- MAEJIMA, W. (1988): Marine Transgression over An Active Alluvial Fan: The Early Cretaceous Arida Formation, Yuasa - Aridagawa - Basin, Southwestern Japan.- In: NEMEC, W. & STEEL, R.I. (Eds.): Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings, 303 - 317, 14 Abb., Glasgow
- MULLINS, H.T. & COOK, H.E. (1986): Carbonate Apron Models: Alternatives to the Submarine Fan Model for Paleoenvironmental Analysis and Hydrocarbon Exploration.- Sed. Geol. 48, 37 - 79, 30 Abb., Amsterdam
- OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs aus mikropaläontologischer Sicht.- Jb. geol. Bundesanst. 106, 1 - 88, 2 Abb., 2 Tafeln, Wien
- ORTNER, H. (1990): Zur Geologie und Sedimentologie der westlichen Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol).- 100 S., 70 Abb., 8 Tab., 6 Tafeln, Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Innsbruck
- ORTNER, H. (1992): Die sedimentäre Entwicklung der Muttekopfgosau (westliche Ostalpen, Tirol).- Zbl. Geol. Paläontol. Teil I, H. 12, 2873 - 2886, 6 Abb., Stuttgart
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums.- 580 S., Deuticke, Wien
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N. & PEREZ - CRUZ, C. (1991): The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology - an Overview.- In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Eds.) (1991): Cycles and Events in Stratigraphy, 617 - 712, 23 Abb., 5 Tab., Berlin
- WAGREICH, M. (1991): Subsidenzanalyse an kalkalpinen Oberkreideserien der Gosau - Gruppe.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1990 (11), 1645 - 1657, Stuttgart
- WALKER, R.G. (1978): Deep Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps.- AAPG Bull. 62/6, 932 - 966, 23 Abb., 2 Tab., Tulsa
- WOPFNER, H. (1954): Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Muttekopfgebietes (Tirol).- N. Jb. Geol. u. Paläontol., Abh. 100/1, 11 - 82, 17 Abb., 4 Tafeln, Stuttgart
-