©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 131	Heft 4	S. 609-636	Wien, Dezember 1988

Die Stellung der Gosau (Coniac–Santon) im großtektonischen Rahmen (Lechtaler Alpen bis Salzkammergut, Österreich)

Von OTTO LEISS*)

Mit 8 Abbildungen und 2 Tabellen

Gosau
Deckenbildung
Plattentektonik

Inhalt

Zusammenfassung ... 609
Abstract ... 609
1. Einleitung ... 610
2. Plattentektonischer Überblick ... 610
3. Plattentektonische Rekonstruktion in den Ostalpen zur Zeit der Unterkreide ... 612
4. Das Problem des Tauernzuschubes ... 615
5. Das altalpidische Ereignis und dessen Neuinterpretation nach den modernen plattentektonischen Vorstellungen ... 615
6. Das Problem der Exotika liefernden Herkunftsgebiete in der Kreide ... 617
6.1. Kristallinliefergebiete ... 617
6.2. Nicht-kristallines, exotisches Geröllmaterial ... 618
6.2.1. Externe Liefergebiete von nicht-kristallinem Geröllmaterial ... 618
6.2.2. Interne Liefergebiete von nicht-kristallinem Geröllmaterial ... 619
7. Die kontinuierliche Kreidesedimentation im Rahmen der Deckenbildung ... 619
8. Die Kontrolle des Sedimentationsgeschehens durch evolutive, orogenetische Prozesse zur Kreidezeit (Schwerpunkt Untere Oberkreide/Gosau-Formation) ... 624
9. Ein Modell zur Entstehung von kompressiven Trögen mit synorogener Sedimentation – die intrakalkalpinen Tröge als Ursprung und Zentrum der Deckenbildung durch Unterschiebung ... 631
10. Schlußfolgerungen ... 632
Literatur ... 633

Zusammenfassung

Da die intrakalkalpinen Gosauvorkommen auf höhere und höchste Deckeneinheiten transgredieren, ist die postsedimentäre tektonische Beanspruchung und Überprägung noch nicht so extrem wie bei den Kreidevorkommen auf tieferen Decken. Dieser Umstand ermöglichte umfangreiche sedimentologische und biofazielle Untersuchungen, die direkte Abhängigkeiten zwischen Orogenese und Sedimentation aufzeigten. Die oberkretazische Sedimentation auf der freien Landoberfläche bildet in ihrer Profilentwicklung (Coniac – Santon) und Geometrie gebirgsbildende Bewegungen ab. Durch die gründliche Beckenanalyse von 10 Gosauvorkommen (Lechtaler Alpen bis Salzkammergut) (LEISS, 1988) und sedimentologische Felduntersuchungen in verwandten Kreidevorkommen wurde deutlich, daß die Existenz gosauischer Depoträume keineswegs zufällig ist, sondern daß diese mancherorts direkt am Ausformungsprozeß von Decken beteiligt sind, wie dies im Falle der Laagers Decke (Krabachjochdecke) nachgewiesen ist (LEISS, 1988). Insgesamt demonstrieren die Untersuchungen eine Renaissance alter Ideen. Die Genese von Decken durch Überfaltung (BLUMER, 1905) wird hier der „Unterströmungstheorie" (AMPFERER, 1906; AMPFERER & HAMMER, 1911) angepaßt und wird zur Untermuldung umbenannt. Phänomenologisch ähnelt der Deckenbau durch Unterschiebung einer Konstruktion durch Überschiebung, jedoch erübrigt sich im ersten Fall die Notwendigkeit von Deckenferntransporten, die sedimentologisch im Kalkalpin nicht nachzuweisen sind. Die genannten alten Ideen lassen sich leicht mit den modernen Konzepten der Plattentektonik, insbesondere der Subduktion ozeanischer Lithosphäre (Südpenninikum) vereinbaren.

Abstract

Since the intrakalkalpine Gosauian deposits transgress on higher and highest tectonic units the postsedimentary tectonic stress and overprint is not as extremely developed as in the Cretaceous deposits on the lower nappes. This fact allows extensive sedimentological and biofacial investigations showing direct interdependence of orogenesis and sedimentation. The Upper Cretaceous sedimentation on the surface of the landscape portrays in its profiles and geometry orogenic movements. By thorough basin analysis of 10 Gosauian deposits (Lechtaler Alps to the Salzkammergut) (LEISS, 1988) and sedimentological field investigations in related Cretaceous deposits it became evident that the existence of Gosauian depocentres is by no means random. On the contrary these depocentres are sometimes directly involved in forming processes of nappes demonstrated for the Laagers nappe (Krabachjoch nappe) (LEISS, 1988). In total the investigations demonstrate a renaissance of ancient ideas. The genesis of nappes by overfolding (BLUMER, 1905) is here adapted to the „Unterströmungstheorie" – theory of undercurrents – (AMPFERER, 1906; AMPFERER & HAMMER, 1911) and will be called undertroughing. Phenomenologically the nappe pile by underthrusting resembles a construction of overthrusting, yet in the first case long distance transportation of nappes is unnecessary, which can't be proved in the Calcareous Alps by Cretaceous sedimentology as a whole. The mentioned ancient

*) Anschrift des Verfassers: Dr. OTTO LEISS, Institut für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner Straße 10/II, D-8000 München 2.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ideas are very easily compatible with modern conceptions of platetectonics, especially of the subduction of oceanic litosphere (Southpenninicum).

1. Einleitung

Die Dokumentation der Gosau beginnt mit parautochthonen Verwitterungsbrekzien und terrigenen, klastischen Abfolgen des alluvialen Fächer-Regimes. Dabei enthalten die Basalserien in unterschiedlich hoher Konzentration Aufarbeitungsprodukte eines abgetragenen Latosols/lateritischen caprocks. Die lateritisch-bauxitischen Produkte werden in den sedimentären Kreislauf einbezogen und erfahren mancherorts eine Anreicherung, die unter bestimmten Bedingungen eine Reifung zum echten Bauxit ermöglicht.

Schon rasch erfolgt nach der mediterranen Phase (TOLLMANN, 1986, Tab. 4) im Coniac die Ingression des Meeres aus nördlichen und/oder lateralen Richtungen. Es entstehen ausgedehnte Bereiche eines Seichtwasserschelfs mit oszillierenden Küstensäumen, wobei eine biogen-karbonatische – terrigen-klastische Mischsedimentation vorherrscht (LEISS, 1988). Die Rudisten-Biolithite wie cluster/thicket (KAUFFMANN & SOHL, 1974), insbesondere die Barriereriff-Komplexe (HÖFLING, 1985) und die näher erläuterten Radiolitiden-mudmounds (LEISS, 1988) sind der Ausdruck charakteristischer ökologischer Verhältnisse im Rahmen der durch die Platten-/Deckentektonik vorgezeichneten Paläogeographie. Jedoch differenziert sich bereits im frühen Stadium neben der seichtmarinen Fazies mit terrigener Beeinflussung eine Beckenfazies in Intraplattform-Trögen. Die Rudisten-Biolithite sind an Antiklinal-Firste und Deckenfronten der höchsten rückwärtigen Einheiten im S gebunden. Das sedimentologisch-fazielle Geschehen im geomorphologisch kontrollierten Ablagerungsraum nach der WALTHERschen Faziesregel bedingt einen diachronen Schichtverlauf, der (tektonisch kontrollierte) Phasen (BUTT & HERM, 1978; WAGREICH, 1985) oder Zyklen (HERM, 1981) im Zuge einer unidirektionalen Transgression unnötig macht. Erst mit der transgressiven Überwindung des Reliefs erlöschen die Faziesdifferenzierungen und es stellt sich in der hohen Oberkreide eine über weite Bereiche einheitliche Mergelsedimentation ein. Das häufige Auftreten von subaquatischen, gravitativ verfrachteten Sedimenten, die an Hand der Muttekopfgosau beschrieben wurden, legt den Schluß nahe, daß die intrakalkalpinen Tröge mit Gosausedimentation eine kontinuierliche, nicht-phasenhafte Einengung erfuhren.

Die sedimentologisch-biofaziellen Untersuchungen der basalen Gosau in allen wichtigen Gosauvorkommen von den Lechtaler Alpen bis in das Salzkammergut (vgl. Abb. 1) erlauben eine Beckenanalyse einzelner wichtiger Vorkommen, die ihrerseits die Arbeitsgrundlage für die Entschlüsselung des überregionalen, strukturellen Bauplans der Depot-Räume mit der Aufnahme tiefgosauischer Ablagerungen bildet. Der lithologisch auffällige exotische Detritus der Gosau wurde dem cenomaner, intrakalkalpiner Kreideserien gegenübergestellt und die großtektonischen Rahmenbedingungen der einzelnen orogenen Kreide-Entwicklungen unter dem Aspekt der plattentektonisch-orogenetischen Prozesse betrachtet. Durch diese Abgrenzung wurde es möglich, wichtige Charakteristika der tiefen Gosau herauszuarbeiten und erstmals ein verläßliches Bild des sedimentären Geschehens zur Zeit der tiefen Gosau (Coniac – Santon) zu erstellen.

Bereits in der tiefen Gosau wird auf Grund gravitativer Massentransporte mancherorts ein sedimentologisches Gefügeinventar erkennbar, wie es aus der proximalen Fazies submariner Fächer des Kontinentalrandes (z. B. STANLEY & UNRUG, 1972; NELSON & NILSEN, 1974; NORMARK, 1974; WHITAKER, 1974; MIDDLETON, 1978; BOUMA, 1979; DOTT & BOURGEOIS, 1982; COOK, 1983; COOK et al., 1983) beschrieben wurde. Derartige Environments waren jedoch nur auf dem Kontinentalhang der ostalpinen Krustenscholle im Unterostalpin (vgl. HÄUSLER, 1983, 1987) und im angrenzenden Südpenninikum beheimatet und ähnelten sicherlich den heutigen Verhältnissen des tektonischen Grenzlandes von Kalifornien (vgl. STAUFFER, 1967; MOORE, 1969; BLAKE & JONES, 1974; DOUGLAS & HEITMAN, 1979; FIELD & CLARKE, 1979; NARDIN, EDWARDS et al., 1979). Für den Depot-Raum der gosauischen Sedimente im rückwärtigen Kalkalpin (Oberostalpin) ist eine Kontinentalhang-Position auszuschließen, und es gelten für die Gosau prinzipiell andere großtektonisch-fazielle Rahmenbedingungen, wie sie etwa für intraplatform Flysch-Tröge typisch sind. Nachdem weite Bereiche des Unter- und Oberostalpins in eine kontinentale forearc-Entwicklung einbezogen werden, entstehen dort im Zuge der orogenen Einengung kompressive Tröge mit kretazischer synorogener Sedimentation.

Da eine Auseinandersetzung mit den Serien der tiefen Gosau auch paläogeographische und damit zwangsläufig auch Fragen bezüglich der Orogenese aufwirft, wurden neben der Gosau auch andere Kreideserien und orogenetisch bedeutsame Einheiten in Augenschein genommen und beprobt:

- Arosazone/Hindelang (Retterschwangtal) – Südpenninikum
- Vitz-am-Berg/Wolfgangsse – Ultrahelvetikum? Südpenninikum?
- Sillberg/Berchtesgaden – Haselgebirge/Intrusivgestein
- Kaserer Serie/Tauern – Mittelpenninikum
- Roßfeld Schichten
- Walserberg Serie – Randcenoman?, Unterostalpin?, Südpenninikum?, Oberostalpin?
- Lechtaler Kreideschiefer/Rotwand am Formarinsee
- Cenomane kalkalpine Serien:
  Lechtaler Alpen: Griesbachalm
  Ettal
  Niederndorf/Kufstein
  Mozartsteig/St. Gilgen

2. Plattentektonischer Überblick

Nach Abschluß des variszischen Orogenzyklus mit weitgehender Nivellierung und Einrumpfung des variszischen Gebirges läutet nach WOPFNER (1984) in den Südalpen der neu entstandene „eo-alpidische" Tektonismus mit ausgedehntem Spaltenvulkanismus die alpidische Orogenese ein. Zwei Grabensysteme mit Vulkanismus ermöglichen die Meeresingression, das nördliche Grabensystem im Bereich der Nördlichen Kalkalpen (Haselgebirge mit Vulkaniten) und das südliche Grabensystem mit Ursprung in den Karnischen Alpen (DIETRICH, 1976).

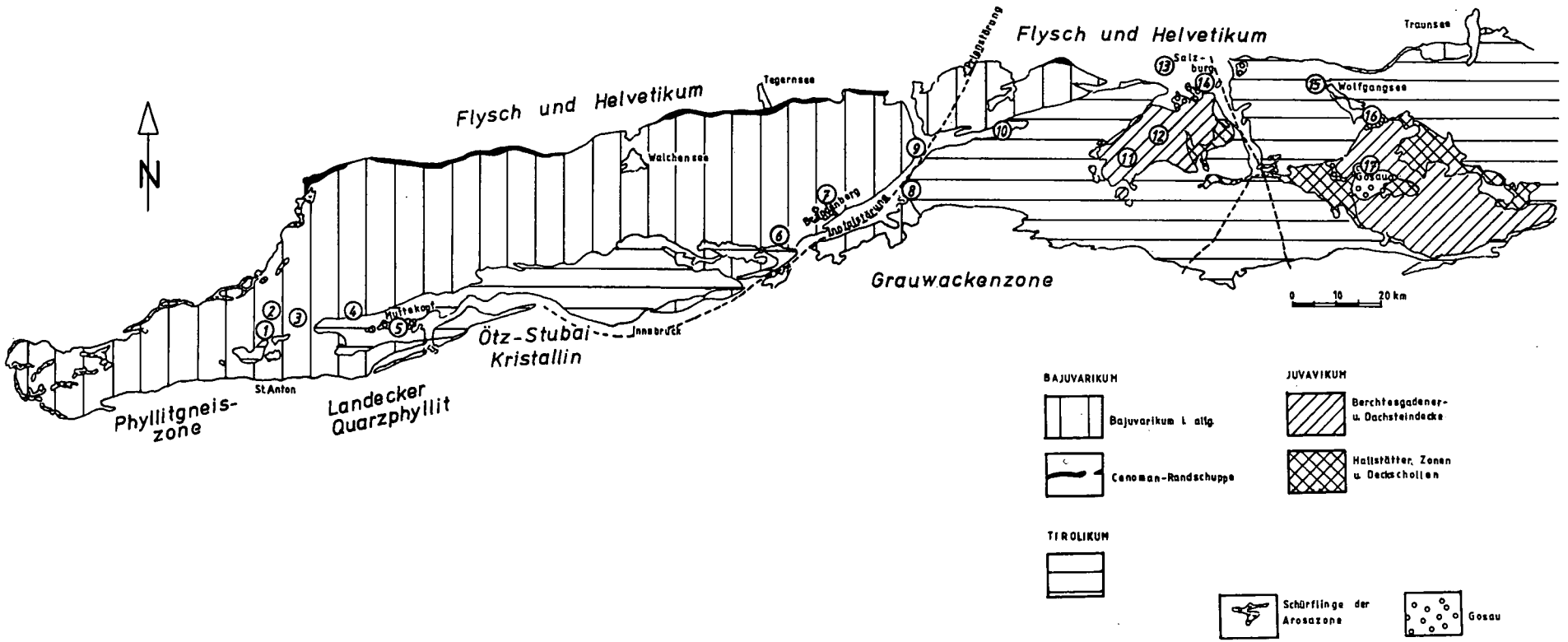

Abb. 1.
Geologische Übersichtskarte (in Anlehnung an OBERHAUSER, 1980) mit Angabe der bearbeiteten Cenoman-/Gosau-Vorkommen (vgl. LEISS, 1988).
1 = Bischenalpe, Cenoman; 2 = Hohes Licht, Gosau; 3 = Holzgau, Kreide; 4 = Griesbachalm, Cenoman; 5 = Muttekopf, Gosau; 6 = Sonnwendgebirge, Gosau; 7 = Brandenberg, Gosau; 8 = Eiberg, Gosau; 9 = Unterinntal/Kufstein, Gosau; 10 = Oberwössen, Gosau; 11 = Reiteralpe, Gosau; 12 = Lattengebirge, Gosau; 13 = Salzburg, Walserberg-Serie; 14 = Bad Reichenhall/Salzburg, Gosau; 15 = Wolfgangsee/Mozartsteig, Cenoman; 16 = Wolfgangsee/Weißenbach, Gosau; 17 = Gosau/Paß Gschütt, Gosau.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Dieses Meer ist das „postvariszische, oberstkarbonisch-permomesozoische Mittelmeer" und wird als „Tethys" bezeichnet. TOLLMANN (1984) untergliedert diese Tethys in „Nordtrog", „Mittelschwelle (Kreios)" und „Südtrog". Im Laufe der Trias erlangen Flachwasserareale z. B. Riffe, Lagunen und Tidalbereiche eine große Verbreitung, wobei über lange Zeiträume die Subsidenz durch die Karbonatsedimentation ausgeglichen wird. Daneben finden sich aber auch Sedimente mit der Bekkenentwicklung der Hallstätter Fazies. Rückblickend auf die plattentektonische Situation im Jura, vollzieht sich in der Kreide das Auseinanderbrechen des Superkontinents Pangäa in den Nordkontinent Laurasia und den Südkontinent Gondwana.

FRISCH (1981) glaubt, daß sowohl der sich öffnende Zentral-Atlantik wie auch der südpenninische Ozean (Südpenninikum) eine identische spreading-Achse aufweisen, die nur zwischen Spanien und Afrika auf Grund einer linkslateralen Transformstörung versetzt ist (Rükken-Rücken-Transform-Störung). Für die Rotation Spaniens entgegen dem Uhrzeigersinn und das Aufreißen des Golfes von Biscaya nennen DEWEY et al. (1973) unterschiedliche Altersangaben (146–110 ma bzw. 80 ma). Datiert FRISCH (1977) die Geburt des Nordpenninischen Ozeans mit der beginnenden Kreide, so verweist FUCHS (1985) auf die synchrone Entstehung der süd- und nordpenninischen Ozeanbecken ab der Wende Oberlias/Unterdogger, wobei damit auch die Eigenständigkeit der zwischen zwei Ozeanen (Nord- und Südpenninikum) von der eurasischen Platte abgetrennten Scholle mit kontinentaler Kruste als Mittelpenninikum zeitlich fixiert wäre.

Wahrscheinlich ist in der annähernden Gleichzeitigkeit (FRISCH, 1978: 405) der Öffnung des durch Blattverschiebungen verbundenen Systempaares: Biscaya-Golf (trennt Spanien von Laurasien ab) und Nordpenninikum (trennt das Mittelpenninikum ab), ein analoger Strukturbauplan gegeben, wie das erwähnte ältere Systempaar: Zentralatlantik und südpenninischer Ozean. Diese zwei Systempaare vereinen sich in einem Tripelpunkt bei den Azoren und stellen vermutlich eine Fortsetzung des Atlantischen Ozeans im zweiten Entwicklungsstadium dar. Erst später in der Oberkreide vollzieht sich, ausgehend von einem neuen Tripelpunkt NW Spanien, die Trennung Grönland-Europa von Nordamerika.

Ein anderes plattentektonisches Bild entwirft TOLLMANN (1978) zur Zeit des Auseinanderdriftens von Laurasia und Gondwana im Jura, das sich nicht in einer, sondern entlang zwei Trennfugen vollzieht. Zwischen zwei Driftzonen mit Ozeanneubildung, dem Nordtethys-Ozeanbereich (Betische Kordillere – Südpenninikum – Karpaten bis nach Persien) und dem Südtethysozeanbereich (Hoher Atlas – Apennin – Dinariden – Helleniden bis nach Tibet) verbleibt eine Kontinentalplatte – etwa 8000 km lang (E–W-Erstreckung) und 1000–1500 km breit, die der Autor Kreios-Platte nennt. Infolge der Dehnung ist die kontinentale Kruste ausgedünnt und befindet sich in der Absenkung (Aristogeosynklinale), so daß es zur Ausbildung mächtiger Triaskarbonate kommt, die charakteristisch für das Erscheinungsbild der Nördlichen Kalkalpen sind. Sie repräsentieren also einen Teilabschnitt dieses Zwischenkontinents, der im Laufe der Kreide mit dem penninisch-helvetischen Südrand Europas kollidiert (Kontinent-Kontinent-Kollision).

Nach FRISCH sind die Nördlichen Kalkalpen ein Bestandteil der „Adriatischen" Platte und nach DEWEY et al. (1973) Teil der „Karnischen" Platte. Im Laufe der Kreide lösen kompressive Kräfte mit NE-Driftrichtung das Geschehen der im Jura/Unterkreide vorherrschenden Spreizung und Dehnung mit SE-Driftrichtung ab. Erfolgte die Neubildung von ozeanischer Kruste entlang spreading-Zentren, so wird diese bei der Einengung an Subduktionszonen abgeführt und aufgezehrt. Erst wenn der Ozeanboden vollständig subduziert ist, kommt es zur Kollision kontinentaler Massen mit intensiver Verfaltung, Ablösung, Deckenbildung und Stapelung verschiedener tektonischer Einheiten, so wie sie heute in den Alpen vorliegen.

Von S nach N sind für die Ostalpen folgende Subduktionszonen zu erwarten:

1) Eine Subduktionszone zwischen Afrika und der Kreiosplatte (TOLLMANN, 1978);
2) die ostalpine Subduktionszone, altalpidisch (Unter-/Mittelkreide – vorgosauisch) wirksam zwischen Süd- und Ostalpin;
3) die penninische Subduktion, alt- bis jungalpidisch wirksam zwischen Penninikum und Ostalpin
und
4) die Flysch-Helvetikum-Subduktionszone, jungalpidisch nachgosauisch wirksam (Tertiär) zwischen dem Helvetikum (= europäischer Schelf) und Penninikum – Nahtstelle der Subduktion ist der Tiefseetrog des Rheno-Danubischen Flysches (PREY, 1980).

Die krustalen Bewegungsvorgänge an der Erdoberfläche und der damit verbundene Diastrophismus beruhen auf gletscherähnlichem, visko-elastischem Fließen der Lithosphärenunterseite, wobei in der Tiefe thermische Ausgleichsbewegungen als Motor asthenosphärischer Gegenströme und diapirische Turbulenzen hervorrufen (GROHMANN, 1985).

3. Plattentektonische Rekonstruktion in den Ostalpen zur Zeit der Unterkreide

Bei der Rekonstruktion der Paläogeographie ehemaliger Landmassen und ozeanischer Tröge repräsentiert das Helvetikum im N den Ablagerungsraum des europäischen Schelfes und das anschließende Ultrahelvetikum (z. B. Grestener Klippenzone) als Kontinentalhang den äußersten Südrand des europäischen Vorlandes. Dieser leitet über in den Tiefseetrog des „Rheno-Danubischen Flysches" (OBERHAUSER, 1968), der in seiner Stellung dem Nordpenninikum zugewiesen wird (TRÜMPY, 1960; CLAR, 1965; OBERHAUSER, 1968, 1980; FUCHS, 1985). Dagegen verweist TOLLMANN (1978) auf ein schräges Übergreifen des Hauptflyschtroges vom W über den Nordrand des Mittelpenninikums (HESSE, 1973) nach E bis auf den helvetischen Faziesraum und postuliert ein Auslaufen des Nordpenninischen Troges „im Bereich des Unterengadiner Fensters und darüber hinaus gegen ENE wohl unter den Kalkalpen" (TOLLMANN, 1964a, 1978: 309).

Die nächste Zone ist das Mittelpenninikum, das in den Westalpen mit der Falknis-, Sulzfluh- und Tasna-Decke als Schwellenzone noch gut zu identifizieren ist, jedoch weiter östlich im Tauernfenster Gegenstand unterschiedlichster Auffassungen wird. TOLLMANN (1964a)

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

unterscheidet darin einen Nordteil, der heute nur mehr an Hand der Aufarbeitungsprodukte als exotische Gerölle z. B. im Randcenoman erkennbar ist, zur Kreidezeit jedoch als „Ultrapienidischer Rücken" auch morphologisch wirksam war und einen Südteil in der Hochstegenfazies, die in 4 Fenstern zutage tritt. Ein mittelpenninisches Hochgebiet mit Hochstegenfazies verzeichnen auch PREY (1963) und CLAR (1965). FUCHS (1985: 601) proklamiert ein Mittelpenninikum anderer Prägung und tektonischer Stellung in Form einer Mischungszone („Matreier Mischungszone") aus Kalkphylliten und penninischen Gesteinen ohne Grünschiefer als eigenständiges Element zwischen Glocknerdekke (= Obere Schieferhülle, nach dem Autor Nordpenninikum) und der Matreier Zone (= Südpenninikum). Diese Matreier Zone bezeugt mit ihren Ophiolithen Ozeanbasalte und verkörpert neben der Arosazone die tektonisch beanspruchte eigene Einheit des südlichen Pennintroges. Mikroskopische Komponenten mit einer limonitischen Kruste in Breccien der Matreier Zone lassen den Einfluß einer fossilen Verwitterung (FRISCH et al., 1987: 62) erkennen. Olistholithe, die vom Austroalpinen Rand abbrachen und abwärts glitten und der sedimentäre Charakter der klastischen Serien sprechen insgesamt für das Modell eines aktiven Kontinentalrandes (coarsening upward sequence der Matreier Zone [FRISCH et al., 1987: 62]).

Südpenninisch sind nach TOLLMANN (1978) alle Schieferhülldecken, während das Nordpenninikum schon östlich des Unterengadiner Fensters auskeilt. Auch CLAR (1965) verweist die ophiolithischen Bündner Schiefer der Oberen Schieferhülle (Glockner-Decke) in den südpenninischen Trog. OBERHAUSER (1983) bezweifelt eine Fortsetzung des Mittelpenninikums in den Tauern, woraus ein nicht zu untergliedernder, großer penninischer Trog resultiert und die Diskussion um die Stellung der Tauernschiefer und deren Herkunft gegenstandslos wird (vgl. Tab. 1). Im weiteren Verlauf entwickelt sich in der Kreide der penninische Raum zum Schauplatz intensiver geodynamischer Prozesse, wo Streifen ozeanischen Bodens unbekannter Größe subduziert werden und im Gefolge eine vielfältige Tektonik und eine metamorphe Durchformung ihren Ursprung nehmen.

Die Zentralgneiskerne mit ihrem alten Dach zeigen eine enge Verwandtschaft zum Kristallin des nördlichen europäischen Vorlandes mitsamt ihrer mesozoischen Bedeckung (THIELE, 1980; FUCHS, 1985).

Erst südlich des Penninikums schließt sich das Ostalpin und jenseits der Periadriatischen Naht das Südalpin an. Das Ostalpin selbst baut sich aus einem kristallinen metamorphen variszischen Sockel, einem schwach metamorphen paläozoischen Stockwerk (Grauwackenzone, Landecker Quarzphyllit) und einer mesozoischen Hülle auf, von der große Teile tektonisch abgeschert wurden und heute als allochthoner Deckenstapel die Nördlichen Kalkapen repräsentieren. Vielfältig sind die Anstrengungen, den jeweiligen mesozoischen Serien dieser Hüllen nach Abwicklung der Tektonik ihren Ursprungsort zuzuweisen.

Den an den südpenninischen Trog angrenzenden Teilbereich des Ostalpins stellt das Unterostalpin dar, gefolgt von Mittel- und Oberostalpin. Nach TOLLMANN liegen diese Elemente als selbständige Deckeneinheiten ohne Verbindung zum Untergrund vor. Dabei umfaßt das unterostalpine Deckensystem kristalline Anteile, Paläozoikum und metamorphes Mesozoikum in zentralalpiner Fazies in den Radstädter Tauern. Dem mittelostalpinen Deckensystem (TOLLMANN) gehören das Altkristallin und das Stangalmmesozoikum in zentralalpiner Fazies an. Aus Kristallin, Paläozoikum (Grauwakkenzone, Gurktaler Decke, Grazer Paläozoikum) und dem Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen und des Drauzuges setzt sich das Oberostalpin zusammen. Auf Grund ihrer Passage durch den Geosynklinalraum weisen die Nördlichen Kalkalpen eine große Transportweite auf (Breite dieses Raums einschließlich der Nördlichen Kalkalpen nach TOLLMANN [1978: 295] rund 1000 km) und dürften im Bereich der Periadriatischen Naht/Judikarienlinie bzw. unmittelbar N des Drauzuges beheimatet gewesen sein (1977).

CLAR (1965) arbeitet mit erheblich geringeren Schubweiten der transportierten ostalpinen Decken und differenziert die Hauptmasse der Ostalpen in zwei in sich gegliederte Bewegungskörper höherer Ordnung – in die Nördlichen Kalkalpen und das Altkristallin Silvretta – Muralpen (CLAR, 1965: 12). Die davon tektonisch abgesplitterten Stirnteile bezeichnet er als Unterostalpin. Das Mittelostalpin im Sinne TOLLMANNS dokumentiert seine tektonische Eigenständigkeit noch in der Zentralalpen-Nordflanke, jedoch wäre ein Auslaufen dieses Gliederungsprinzips weiter südlich „mit dem Feldbefund vereinbar" (CLAR, 1965: 25), so daß das Gurktaler Paläozoikum lediglich im Nordwestrand die Trias einklemmt, ansonsten aber mit dem Kristallin im Verband steht. Dagegen interpretiert TOLLMANN das Stangalmmesozoikum als Deckenscheider zwischen Mittel- und Oberostalpin.

FRANK (1983, 1987) unterstreicht die Bedeutung des sandigen Anis des Drauzuges und des Stangalmmesozoikums und schließt sich damit CLARS Ansicht der Verschuppung am N-Rand der Grauwackenzone an. Sandsteineinschaltungen in der unteren Mitteltrias der Inntaldecke wie der Engadiner Dolomiten, aber auch der schräge Metamorphoseverlauf (Alter deutlich vor 90 ma) über die Grenze Silvrettakristallin/Phyllitgneiszone und Nördliche Kalkalpen signalisieren die primäre Position der Kalkalpen nördlich der Silvretta und die südliche Anbindung des Stangalmmesozoikums. Erwähnenswert sind in diesem Zusammenhang die Ergebnisse von KRUMM (1984), der in der südlichen Lechtaldecke ein altalpidisches Temperaturereignis erkannte (117–122±7 ma) und diese Anchimetamorphose noch vor Bewegungen, „ja vor Entstehung von Teildekken" (KRUMM, 1984: 224) für denkbar hält. Die Auswertung der Illit-Kristallinität von mehr als 8000 Proben über die gesamte Länge der Nördlichen Kalkalpen und der Grauwackenzone erbrachte epimetamorphe Bedingungen in der Grauwackenzone und eine anchimetamorphe Erwärmung in den Kalkalpen (ganz im S der Nördlichen Kalkalpen sogar epimetamorphe Bedingungen). Die Anordnung der metamorphen Einheiten zeigt eine Störung durch gleichzeitiges Gleiten oder Über- bzw. Unterfahren und sehr schwache metamorphe Reaktionen (KRALIK et al., 1987: 164).

Für eine neue Definition des mesozoischen Kalkalpins plädiert FUCHS (1985), indem er die tektonisch-faziellen Besonderheiten der Jungschichten (Jura und Kreide), deren Sedimentationsgeschichte in die Zeit der orogenetischen Prozesse fällt, der nach seiner Ansicht wenig markanten Trias gegenüberstellt. Als die Jungschichten des Unterostalpins betrachtet der Autor den zerrissenen und dezimierten Schichtverband von Cenomanrandschuppe und Kieselkalkzone (= „tektoni-

Tabelle 1.
Gegenüberstellung paläogeographischer Modelle des Alpenraumes nach verschiedenen Autoren.

		PENNINIKUM			OSTALPIN			
	HELVETIKUM (ULTRAHELVET.)	NP	MP	SP	UOA	MOA	OOA	TAUERN-ZUSCHUB
CLAR (1965)	Tauernzentralgneise (Unt. Schieferhülle)	Flysch	Hochstegen	Bündner Schiefer	Frontabschuppungen des OOA	Ostalpin Mesozoikum (NKA + zentralalpines Mesozoikum) Paläozoikum Kristallin		Alttert.
TOLLMANN (1964 a, 1975, 1977, 1978, 1980a, b, 1986)	Flysch		N | S UPR[1] | Hochstegenfaz.	Matreier Zone Bündner Schiefer	Zone metamorphes Mesozoikum (zentralalpine Fazies) Paläozoikum Kristallin	Stangalmmesozoikum (zentralalpine Fazies) Altkristallin	Mesozoikum (NKA, Drauzug) Paläozoikum Kristallin	Kr_u
OBERHAUSER (1964, 1980,1983) THIELE (1980)	Tauernzentralgneise	Flysch Bündner Schiefer		Matreier Zone	Mesozoikum (Keuperfazies) Paläozoikum Kristallin	zentralalpines Mesozoikum Kristallin	Mesozoikum (NKA, Drauzug) Paläozoikum Kristallin	Alttert.
FUCHS (1985)	Tauernzentralgneise	Flysch Bündner Schiefer	Matreier Mischungszone	Matreier Zone	Jungschichten (Cenomanrandschuppe + Kieselkalkzone) Trias Paläozoikum Kristallin	Jungschichten (Allgäu-, Ternberg-, Frankenfels-Deckensystem) Trias Paläozoikum Kristallin	Jungschichten (Hochbajuvarikum) Trias Paläozoikum Kristallin	Altert.
FRANK (1987)					UOA	OOA NKA | südl. OOA	ZENTRALALPIN	Kr_o (FRISCH, 1976)

[1] Ultrapienidischer Rücken

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sche Megabreccie"); die Jungschichten des Mittelostalpins umfassen den engen, nordvergenten Falten- und Schuppenbau des Allgäu-Ternberg-Frankenfels-Dekkensystems; entsprechend der Stauch- und Deformationsrichtung von N nach S formieren sich die Jungschichten des Oberostalpins zum regelmäßig und ruhig gefalteten Deckenstil des Hochbajuravikums (FUCHS, 1985: 592). Wie CLAR (1965) und FRISCH (1976) hebt FUCHS (1985) das Gebirgsgefüge der Anschuppung und Abscherung von oben nach unten in die Tiefe hervor, bedingt durch die Unterschiebung und Subfluenz zunächst des penninischen Raumes und später des europäischen Vorlandes unter die kontinentale Kruste des Ostalpins, so daß an der Oberfläche scheinbare Überschiebungen resultieren.

4. Das Problem des Tauernzuschubs

Existieren konträre Meinungen in Bezug auf die zur Kreidezeit zu rekonstruierende Konstellation der ozeanischen Tröge und kristallinen Sockel mit ihren repräsentativen Sedimenten, so gilt dies natürlich auch für die zeitliche Abwicklung und Datierung markanter Subduktionsprozesse wie z. B. die Ausschaltung fazieller Großräume. Zu diesen zählen die zum Teil ophiolithischen Serien des Tauernfensters als Vertreter des penninischen Ozeans (siehe Tab. 1). Dieser Fragenkomplex steht im engen Zusammenhang mit der Herleitung der exotischen, allothigenen Kreidegerölle aus ehemaligen und zur Kreidezeit abgetragenen Landmassen.

TOLLMANN und FAUPL (1978) vertreten einen vorcenomanen Zuschub der südpenninischen Tauern durch das Oberostalpin und nach W eine Abnahme des Überschiebungsalters, so daß sich die Schließung des Unterengadiner Fensters in der Oberkreide und im Prättigau im Alttertiär vollzogen hat.

Erwähnenswert ist die klastische, flyschoide Fuscher Fazies der Bündner Schiefer, deren Sedimentationszeitpunkt nach FRISCH (1978) mit den Roßfeldschichten in Einheit mit der Roßfeld-Tannheimer Wende (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974) koinzidiert und die nach TOLLMANN (1980a) entlang des Südrandes des (süd-) penninischen Ozeans in Nachbarschaft zum Unterostalpin eingebracht wurde. Gerade in diesen Fuscher Phylliten vermutet jedoch OBERHAUSER (1980) oberkretazisches oder sogar alttertiäres Alter, zumal von ihm auch schon alttertiäre Fossilien im Unterengadiner Fenster (OBERHAUSER, 1983) nachgewiesen wurden. Der alttertiären Tauernfensterschließung folgt auch CLAR (1965), der eine Fortdauer der Sedimentation zumindest am Tauernnordrand bis Oberkreide/Alttertiär offenläßt (CLAR, 1965: 30, 31) (vgl. Tab. 1).

5. Das altalpidische Ereignis und dessen Neuinterpretation nach den modernen plattentektonischen Vorstellungen

An dieser Stelle wird der Versuch unternommen, die „griffige" Terminologie der Plattentektonik in rezenten, geodynamisch aktiven Gebieten (z. B. Zirkumpazifikum) auf die paläogeographische Konfiguration zur altalpidischen Zeit zu übertragen. Die Größenordnungen von der Nahtstelle der abtauchenden Lithosphärenplatte unter eine andere Platte, über Randbecken hinweg bis zum vulkanisch-magmatischen Gürtel oder Inselbogen rangieren oft zwischen wenigen und einigen hundert Kilometern, so auch bei den Beispielen von Nordkalifornien/Ob.-Jura – rezent und Java/rezent, die zum Vergleich mit den Alpen herangezogen werden.

Im Gegensatz zu den Gegebenheiten in Nordkalifornien und Java, wo sich die Entwicklung der Randbekken (forearc basin) überwiegend auf ozeanischer Kruste vollzieht, befinden sich in den Alpen weite Teile der ehemaligen Schelfareale (Trias) auf ausgedünnter kontinentaler Kruste. Konnte nach dem variszischen Orogenzyklus und dessen morphologischen Reliefausgleich im Perm (Verrucano) die Karbonatsedimentation auf den Plattformen mit der Subsidenz noch Schritt halten, so änderte sich das mit dem Aufreißen des penninischen Ozeans. Im Jura (z. B. Radiolarit) und zu Beginn der Kreide (z. B. Neokom) erfahren weite Teile des Ostalpins eine rasche Absenkung, nachdem sich im N der ostalpinen Krustenscholle (als Teil des Kreios-Kontinents nach TOLLMANN, 1978) ein passiver Kontinentalhang (trailing margin) installiert hatte.

Nach der Umstellung der Driftrichtung von SE (Dehnung) nach NE (Kompression) vor 150 ma wurden die Bereiche des Kontinentalhanges und der Randgebiete (Unterostalpin und weite Teile des Oberostalpins) abgesenkt. Ursache für die Absenkung ist die Ausdünnung der kontinentalen Kruste (TOLLMANN, 1978), zusammen mit einer regionalen Ozeanisierung der leichten Kruste, die sich im Nachweis von basalen Ergußgesteinen im permischen Haselgebirge und im jurassisch/unterkretazischen Vulkanismus äußern könnte. Mit zunehmender Subduktionstätigkeit lagern sich im weiteren Vorfeld des Kontinentalhanges wohl Schürflinge des Ozeanbodens über der Subduktionszone aneinander, so daß mit der Zeit ein Subduktionskomplex (subduction complex; Flysch-Keile nach DIETRICH & FRANZ [1976]) entsteht (vgl. Abb. 4).

Will man den epikontinentalen intrakalkalpinen Raum zur Unteren Oberkreide mit einem übergeordneten plattentektonischen Begriff benennen, so bietet sich der Begriff einer kontinentalen forearc-Region an. Ob die Wurzeln eines magmatischen Bogenmassivs etwa im Bereich der Periadriatischen Plutone vorliegen, sei zur Diskussion gestellt. Der Höhepunkt der plutonischen Aktivität im Tertiär läßt sich durch den Zeitunterschied zwischen Lithosphärensubduktion in der Kreide und der zeitversetzten Aufschmelzung mit Magmenaufstieg im Tertiär erklären. Die Plutone, zumeist Granite, Granodiorite, Tonalite, gelegentlich Diorite und noch basischere Derivate, untergeordnet Vulkanite (BÖGEL & SCHMIDT, 1976) des magmatischen Bogenmassivs sind im Bereich der periadriatischen Naht aufgedrungen und belegen mit ihren Altern (vorwiegend tertiäre und permische Alter) eine lange, magmatisch aktive Periode. Ein altalpidisches Metamorphosealter wird auch in der Seckauer und Schneeberger Kristallisation vorgefunden.

Neben dem Aufsteigen von Plutonen weit im Rückland gibt es noch einen der Subduktionszone näheren Metamorphosegürtel im Oberostalpin. Diese altalpidische Erwärmung (117–122±7 ma nach KRUMM, 1984; nach KRALIK [1983] 86–142 ma; vgl. dazu KRALIK et al. [1987, Abb. 3, 4]) der südlichen Lechtaldecke weist nach der Illitkristallinität „auf einen Metamorphosegrad

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

im Grenzbereich Anchizone-Metamorphose hin" (KRUMM, 1984: 223).

In Nordkalifornien ist die Entwicklungsgeschichte der forearc-Region gut belegt und beginnt mit dem Ausgang des Jura. Im späten Mespzoikum deckten sich hierbei die tektonischen Elemente Kaliforniens weitgehend mit denen des heutigen Sunda-Bogens und Java-Grabens in Aussehen und Dimensionen. Die Plutone der gegenwärtigen Sierra Nevada repräsentieren die Wurzeln des alten Bogens (vgl. Tab. 2). In der späten Kreide wandelt sich in Nordkalifornien der „terraced forearc" (vgl. DICKINSON & SEELY, 1979, Abb. 6) mit einem tiefen forearc-Graben und zeitgleicher Einschüttung großer Deltasysteme aus dem magmatischen Bogenmassiv der Sierra Nevada zu einem „shelved forearc" (DICKINSON & SEELY, 1979: 24) um. An der Grenze Kreide/Paläogen emergiert das strukturelle Hochgebiet (structural high) entlang der Westflanke des forearc basin (Great Valley Sequence). Diese Tendenz des Aufsteigens (uplift) hält an, so daß sich in der Mitte des Känozoikums mit dem aufgestiegenen strukturellen Hoch ein „ridged forearc" ausbildet. Gegenwärtig ist der ganze Westteil des forearc basin zusammen mit dem Subduktionskomplex gehoben und großteils erodiert worden.

Das hier erreichte Stadium könnte nach dieser (Neu-) Interpretation der Ausgangsposition des altalpidischen Ereignisses entsprechen.

Aus einem langen Gebirgsgürtel von vermutlich mäßiger Breite, der Späne des abgescherten, unterostalpinen Grundgebirges und ozeanische Obduktite des Südpenninikums enthält, erfolgt die Schüttung sowohl nach S in die Matreier Zone (FRISCH et al., 1987, Abb. 8) als auch nach N in das rückwärtige (unter-)/oberostalpine Rückland bei beginnender Deckenbildung. Die Lieferung des exotischen Materials aus der ostalpinen Randzone hält an bis in die höhere Gosau (Campan), zu einem Zeitpunkt, an dem der charakteristische Baustil des kalkalpinen Deckenstapels bereits abgeschlossen ist, kompressive Ausgleichsbewegungen jedoch weiterhin anhalten. Klippen im Gefolge der Einengungskinematik liegen auf dem Franciscan Complex heute in Nordkalifornien. Erst in der Gosau kommen höhere Deckeneinheiten aus dem weiteren Rückland (z. B. Inntal-Decke mit der Muttekopf-Gosau) in den Einflußbereich des nördlichen Sedimentationsraumes in Kontinentalrandnähe, wo hingegen die weiter nördlich gelegenen tieferen Deckeneinheiten wie die cenomane Randschuppe schon wesentlich früher (Losensteiner Schichten ab Ob.-Alb) mit dem exotischen Material beschickt werden.

GAUPP (1982: 67) führt das Beispiel einer aus N kommenden, exotikareichen Sedimenteinschüttung der Oberen Branderfleckschichten an, die „bereits im Turon über teilweise noch nicht abgedeckte Reste der Cenoman-Randschuppe, direkt den Nordrand der inzwischen isostatisch(?) abgesenkten Lechtaldecke erreicht, nicht aber die Allgäudecke".

Während der Deckenbildung sind natürlich auch Umlagerungsprozesse aus nördlichen Bereichen in südlichere zu erwarten. So stellen die ausgezeichnet abgerollten Exotika in der Gosau (z. B. bei Brandenberg) mit deutlichen Hinweisen auf einen zeitweiligen Verbleib in Bodenhorizonten (Latosole) Restschotter dar.

Geht man mit FAUPL (1978: 95) von einem Angrenzen des Mittelpenninikums an das Ostalpin in der Zeit vom Cenoman bis Campan aus, so sind die gestauchten und zwischen Mittelpenninikum und Ostalpin eingeklemmten Relikte eines ozeanischen Restbeckens (remnant basin) für die Schüttung ophiolithischen Materials in das Rückland verantwortlich zu machen (vgl. Abb. 5).

Die südpenninische Arosazone im W des Ostalpins hat den Charakter einer ausgewalzten Decke und erscheint auch in Fenstern innerhalb des Kalkalpins (z. B. Klesenza-Fenster, vgl. TOLLMANN, 1976b, Blatt 1). Diese Mélange stellt Teile ozeanischer Kruste mit Abschürflingen des Unterostalpins dar und dürfte weitgehend der Nähe der in Richtung auf das europäische Vorland wandernden Subduktionsfront entstammen. Generell ist eine Größenabnahme der Exotika von der Arosazone (Schürflinge und Schollen) über das Randcenoman in die Gosau zu beobachten. Ein fazieller Übergang der südpenninischen Arosazone (FUCHS, 1985) zum ostalpinen Randcenoman ist gemäß dem tektonischen Zusammenschub sicherlich anzunehmen (RICHTER, D., 1974: 92).

Die westlich Salzburg auftretende Walserbergzone (Alb – Turon – Maastricht?) mit turbiditisch-flyschoider Fazies wird nach FREIMOSER (1972) in den Flysch, nach OBERHAUSER (1980) und FUCHS (1985) in das Südpenninikum, nach PREY (1980) in das Randcenoman und nach FAUPL (1984) in das innerkalkalpine Cenoman gestellt. Der Absatz dieser Sedimente im nördlichen forearc basin bzw. remnant basin zwischen dem strukturellen Hochgebiet (structural high) und dem Rand des Ostalpins erscheint überaus plausibel und ergäbe eine Zwischenstellung zwischen dem Südpenninikum und Unterostalpin. Vermutlich stellt der Gabbro/Diabas/Radiolarit-Komplex von Vitz-am-Berg im Strobler Fenster, den PLÖCHINGER (1964, 1973) dem Ultrahelvetikum zuweist, ebenfalls ein Vorkommen von Südpenninikum dar.

Mit Konsequenz deutet FUCHS (1985: 595) die tiefbajuvarischen Schürflinge an der Wolfgangseestörung als „während jungalpidischer Nachbewegungen aufgepreßte Fetzen der weitgehend zerrissenen und aufgelösten unterostalpinen Sedimentdecke der Cenomanrand-

Tabelle 2.
Gegenüberstellung verschiedener forearc-Entwicklungen in Arealen mit Lithosphärensubduktion.

	Kalifornien	Indonesien	Alpen
Alter	Oberjura – rezent	Rezent	Unterkreide – Tertiär
Subduktionskomplex	Franciscan Complex	Crest of Java Ridge	Südpenninikum Unterostalpin
Fore arc basin	Great Valley Sequence	Fore arc basin	(Südpenninikum) Unterostalpin, Oberostalpin (Nördliche Kalkalpen)
Vulkanisch-magmatischer Bogen	Sierra Nevada	Sunda Arc	Plutone an der Periadritischen Naht?

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schuppe", so daß hier in einem Fenster der ausgewalzte Überschiebungsteppich ähnlich der Arosa-Zone im W sichtbar würde und somit sich ein analoger Vergleich z. B. mit dem Klesenza-Fenster (vgl. TOLLMANN, 1976b, Blatt 1) inmitten des Kalkalpins ergeben würde.

6. Das Problem der in der Kreide Exotika-liefernden Herkunftsgebiete

Bislang war und ist es üblich, klastische Einschaltungen innerhalb mariner Serien mit schuttliefernden Rükken oder Schwellen in Verbindung zu bringen, wenn dem auch FUCHS (1965: 608) widerspricht.

An dieser Stelle sollen nur solche Landmassen kurz beschrieben werden, die als Lieferant der exotischen kristallinen, wie auch sedimentären Gerölle in den Kreideserien der Nördlichen Kalkalpen, besonders in der Gosau, in Frage kommen.

6.1. Kristallinliefergebiete

Schon früh wurde ein solches Liefergebiet von KOKKEL (1923) in Beziehung zum „Rumunischen Rücken" gestellt, der in der Unterkreide von SW her das Pennin vom oberostalpinen Kalkalpenmeer abtrennte und in der Oberkreide das Gosaumeer von der Flyschsee. Diesen Rücken betrachteten BRINKMANN et al. (1937) und LÖGTERS (1937) als eine antiklinale Gesteinsserie von nichtmetamorphem Rotliegendcharakter, die als Vorläufer des triadischen Sedimentationsraumes eine permische, kontinentale Geosynklinale repräsentiert.

GAUPP (1983) weist dem Rumunischen Rücken eine unterostalpine Stellung zu und rekonstruiert auf Grund der Geröllfunde dessen Profilsäule (1983, Abb. 6).

TRAUTH (1937: 498) bezeichnet die nach N in die Klippenzone und nach S in die Frankenfelser Decke (Tiefbajuvarikum) schuttliefernde Schwelle als „Ultrapieninischen Rücken" mit einer Geröllfracht aus verschiedenen Porphyrvarietäten, Diabas, Serpentin, Granit, Glimmerschiefer, Gangquarz und möglicherweise permischem Quarzit.

TOLLMANN übernimmt diesen Begriff und definiert die Stellung des „Ultrapienidischen Rückens" als südultrahelvetisch (1963) oder als Nordteil des Briançonnais (1964a). Diese mobilen, zeitlich begrenzten Hochgebiete einer plattentektonischen Interpretation zuzuführen, ist wesentlich für den Ablauf der Kreidesedimentation.

Der Frontabschnitt, der als mobile Randzone direkt an der Subduktionszone lokalisiert ist, belegt schon im frühen Jura mit unterostalpinen Brekzien (FAUPL, 1978; GWINNER, 1978; TOLLMANN, 1980a, 1985; HÄUSLER, 1983, 1987; FRISCH et al., 1987) seine tektonische Mobilität bis in die Unterkreide, wo die Schwarzeckbrekzie mit karbonatischen und kristallinen (Meg-)Olistholithen ihre Stellung am übersteilten Kontinentalhang (HÄUSLER, 1983, 1987) eindrucksvoll dokumentiert. Durch die Deckenbildung werden ehemalige (unterostalpine) Randgebiete sukzessive ausgeschaltet, so daß später vor allem frontnahe Deckenstirnen (z. B. Tiefstbajuvarikum/Randcenoman und Tiefbajuvarikum) in den Einflußbereich des Kontinentalrandes mit seiner vorgelagerten Subduktionszone geraten (vgl. Abb. 3, 4). Noch zu klärende Fragen sind, wie der Kontinentalrand gestaltet war, ob ein nicht-vulkansicher Inselbogen – continental margin arc/non-volcanic island arc nach TRÜMPY (1975: 228) – mit Randbecken existierte. Als Hinweis in diese Richtung kann die Lungauer Schwelle (TOLLMANN, 1977: 106, 108; FAUPL, 1978: 91) gewertet werden. Gegen die Lungauer Schwelle im Sinne TOLLMANNS (1977) spricht das Modell von „scarp breccias" der unterostalpinen Plattform, die an Störungen („block faulting") des nördlichen Kontinentalrandes gebunden sind (HÄUSLER, 1987: 109, 110).

Noch wichtiger ist in diesem Zusammenhang die Kenntnis über den Zeitpunkt der vollständigen Subduktion des Südpenninikums und die folgende Kontinent-Kontinent-Kollision mit dem Mittelpenninikum (= Mikrokontinent/terrane nach FRISCH et al., 1987), sofern dieses regional vorhanden war (vgl. Tab. 1, Abb. 3). Das Südpenninikum wird nach TOLLMANN und FAUPL spätestens mit dem Cenoman ausgeschaltet, nach OBERHAUSER und FRISCH erst in der Oberkreide zugeschoben.

Von der Mittelkreide (ab Apt bis zum Campan der Gosau (FAUPL, 1978) entwickelt sich eine strukturelle Hochzone (structural high nach DICKINSON & SEELY [1979]; outer arc ridge nach FAUPL [1978]), die vor der Kollision mit dem Mittelpenninikum wohl einen Subduktionskomplex und später ein obduziertes gestauchtes und angeschupptes Hochgebiet (mountain range) darstellte (vgl. Kap. 5.). DIETRICH & FRANZ (1976) rekonstruieren für die Gosau (Coniac bis Santon) auf dem frontalen Rand des Ostalpins (d. h. das Unterostalpin – randliches Penninikum [persönliche Anmerkung]) aufgepreßte „Flysch-Keile" im submarinen, höheren Niveau, von wo Trubidite und exotisches Material in die intermediären Becken nach S in den Ablagerungsraum der Gosau gelangen.

Die schuttliefernde Schwelle verkörperte als morphologisch erhobene Landmasse sicherlich kein statisches Gebilde sondern den dynamischen Ablauf einer Entwicklung des in zunehmende Einengung geratenen äußeren forearc-Bereichs, der dem unterostalpinen Kontinentalrand tektonisch angegliedert wurde und zunehmend der Erosion anheim fällt.

Im Zuge der „fortschreitenden Subduktionstätigkeit" entwickelte sich nach FAUPL (1978: 95) „am Nordrand der ostalpinen Platte eine Schwellenzone, bestehend aus kontinentalem Grundgebirgsmaterial, Sedimenten des nördlichen ostalpinen Randstreifens, welche von obduzierten Ophiolithkörpern der südpenninischen Zone durchsetzt wurde". Aus dieser paläogeographischen Hochzone entstammt das exotische (Geröll-)Material, das nach N in Restbecken (remnant basin) des Südpenninikums und nach S in die Sedimentationsbecken des Rücklandes (Rand-kontinentale, kompressive Bekken des forearc-Areals) in die jeweiligen Ablagerungsräume des Randcenomans inklusive der inneralpinen Kreide (AMPFERER, 1925; BRINKMANN et al., 1937; LÖGTERS, 1937; RICHTER, M. et al., 1939; GANSS, 1951; ZEIL, 1955; WOLETZ, 1963; ZACHER, 1966; OBERHAUSER, 1968, 1980; MÜLLER, 1973; LÖCSEI, 1974; DIETRICH, 1976; TOLLMANN, 1976a,b; FAUPL, 1978; GAUPP, 1980, 1983) und später nach begonnener und fortschreitender Dekkenbildung nach S in die Gosau (AMPFERER & OHNESORGE, 1909; AMPFERER, 1912, 1916, 1921, 1930; AMPFERER & HAMMER, 1932; LÖGTERS, 1937; SCHULZ, 1952; WOPFNER, 1954; WOLETZ, 1963; OBERHAUSER, 1968, 1980; ERKAN, 1973; DIETRICH, 1976; DIETRICH & FRANZ, 1976; TOLLMANN, 1976a, b; FAUPL, 1978; GAUPP, 1983) eingebracht wurde.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Allgemein ist eine Abnahme der Größe der kristallinen Exotika von den Schollen und Schürflingen in der Arosazone zum Geröllmaterial des Randcenomans und der Gosau zu beobachten.

Weiter im S, wo die Gosauschichten transgressiv bis auf das Grazer Paläozoikum übergreifen, ist der Einfluß des unterostalpinen Kontinentalrandgebietes (continental margin range) einschließlich der obduzierten südpenninischen Späne in der mittelsteirischen Gosau erloschen. Es fehlen in den südlichen, mittelsteirischen Gosauvorkommen die Chromit-Schwermineralgehalte und Kristallin-Komponenten, die für die nicht allzu weit vom Kontinentalrand entfernten nördlicheren Gosauvorkommen der Kalkalpen typisch sind (TOLLMANN, 1977: 470; OBERHAUSER, 1980: 41; EBNER, 1983; FLÜGEL, H., 1983; GOLLNER et al., 1983, 1987).

Dafür erscheinen im Geröllspektrum der mittelsteirischen Gosau untergeordnet südalpine Assoziationen, die in der paläogeographischen Beurteilung Bedeutung erlangen (FLÜGEL, H., 1983). Als interne Kristallinliefergebiete sind solche zu benennen, die rückwärtig vom Unterostalpin also bereits im Bereich des Oberostalpins für eine Beschickung mit Kristallindetritus verantwortlich zeichnen. So wird der exotische Detritus der Roßfeldschichten aus einer „orogeninternen Position" (FAUPL & TOLLMANN, 1979: 93) bezogen. Der Vergleich der Roßfeldschichten mit dem Ablagerungsmodus in ozeanischen Tiefseerinnen (FAUPL & TOLLMANN, 1979) berücksichtigt jedoch zu wenig den individuellen Charakter eines in Einengung befindlichen Schelfareals mit kontinentaler Kruste, so daß diesbezüglich eine Neuinterpretation erforderlich scheint (LEISS – Vortrag in Jülich [GV-Tag.] Feb. 1988, Publ. in Vorb.).

Im siliziklastisch terrigenen Material treten die Schwerminerale Chromit und Hornblende auf (FAUPL & TOLLMANN, 1979). Unmittelbare Hinweise auf das Aufsteigen von Ultrabasitmassen in die internen Bereiche des Ostalpins (FAUPL & TOLLMANN, 1979: 118), d. h. in das Oberostalpin liegen nicht vor, so daß die von ROEDER (1976) genannten Ophiolithe im Bereich der Dinariden als Herkunftsgebiete möglicherweise in Frage kommen.

FUCHS (1985: 576) betont, daß die Verbreitung der Roßfeldschichten sich mit der einstigen nordwestlichen Paläotethys deckt, so daß der Chromspinell von obduzierter ozeanischer Kruste, der Meliata-Serie, stammt, da sich die Kompression während des Verschluckungsprozesses des Südpenninikums zuerst in diesem Bereich äußert. Auch ergeben sich in diesem Falle wieder Bezüge zu den dinarischen Ophiolithzonen, beschrieben von ROEDER (1976).

DECKER et al. (1987) beziehen ähnlich wie FUCHS (1985) den Chromit aus dem ehemaligen, alten Tethys-Ozean. Mit dem Aufreißen des penninischen Ozeans schließt sich der Tethys-Ozean im mittleren/oberen Jura und es verbleibt nach dem Zuschub eine Narbe („tethys suture zone" – „Slices of continental crust as well as ultrabasic masses were uplifted within this inner suture zone" [DECKER et al., 1987: 139]), die vom Ob.-Jura bis ins Alb Chromit in die Roßfeld-Schichten einbringt.

Da der Transport der hochjuvavischen Berchtesgadener Decke gleichsam auf dem Gleitmittel des Haselgebirges der Hallstätter Decke (vgl. TOLLMANN, 1981, 1987a, b) vonstatten ging, ist es sehr plausibel, daß die im Haselgebirge intrudierten basischen Ergußgesteine (JOHN, 1988; CORNELIUS, 1936; ZIRKL, 1957; KIRCHNER, 1980; KRALIK et al., 1984) das Ursprungsmaterial der auffälligen Hornblende- und Chromit-Schwerminerale sind. Ballgroße Basaltkomponenten, ähnlich dem Sillberg-Diabasporphyrit bei Berchtesgaden belegen im Verein mit aufgearbeitetem Haselgebirge in der Weißenbachgosau an der Roten Wand diese Vorstellung.

Von einer den Roßfeldschichten analogen, klastischen Entwicklung mit Chromit in der Schwermineralfraktion (S-Schüttung) berichten DECKER et al. (1983, 1987) aus dem Neokom der Reichraminger Decke.

Im W, im Raum der Lechtaler Alpen, gibt es in der Unterkreide Vorkommen von kristallinem Detritus. Zeitlich fallen die klastisch dominierten Sedimente der Roßfeld-Schichten und der Lechtaler Kreideschiefer in den Ablagerungszyklus der „Roßfeld-Tannheimer Wende" (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1973/74). AMPFERER (1932) berichtet von der Brekzie mit Phyllit; Chlorit-Serizit-Phyllit erwähnen KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI (1959: 194, 195). HELMCKE & PFLAUMANN (1971) fanden reichlich Kristallinmaterial vor und beziehen dieses von einer nördlichen Schwelle (Rumunischer Rücken).

Bei einer wenig heterogenen Phyllitbrekzie aber wären kristalline Komponenten als Schürflinge aus dem ostalpinen Untergrund – noch vorstellbar.

In diesem Zusammenhang wird darauf hingewiesen, daß keineswegs alle Schollen und Brekzien tektonischen Ursprungs sind. Bei Übersichtsbegehungen konnten auf Anhieb innerhalb von Störungszonen und auf Bewegungsbahnen Serien diagnostiziert werden, deren Ursprung zweifellos sedimentärer Natur ist. Der geschulte Sedimentologe erkennt Olisthostrome mit Olistholithen (Olisthoplaka, Olisthothrymma), debris flows, feinkörnige Turbidite (T_{a-d}) und grobkörnige Turbidite (S_{1-3}, R_{1-3} nach LOWE [1982]). Da derartige synorogene Serien in direkter Kausalität zur Ausformung von Decken und Bewegungsbahnen stehen, ist eine extreme postsedimentäre tektonische Beanspruchung und Überprägung zwangsläufig die Folge. Tektonische und sedimentäre Serien auseinanderzuhalten erfordert sedimentologische Praxis und Geländekenntnis, besonders dann, wenn extrem tektonisierte und reduzierte Serien mosaikartig zusammengesetzt werden müssen.

6.2. Nicht-kristallines, exotisches Geröllmaterial

Von Interesse sind hier Gesteine sedimentärer Herkunft, die heutzutage nicht mehr anstehend anzutreffen sind, jedoch früher als Liefergebiete in Erscheinung getreten sind. Paläogeographisch spielen dabei die Unterkreide-Flachwasserkalke (z. B. Urgon) und die oberjurassischen Flachwasserkalke vom Typus des Sulzfluh-Kalkes (externe, mittelpenninische Herkunft) bzw. des Plassenkalkes (interne, oberostalpine Herkunft – GAUPP, 1983) eine bedeutende Rolle.

6.2.1. Externe Liefergebiete von nicht-kristallinem Geröllmaterial

Als externes Liefergebiet fungiert der N-Rand der ostalpinen Krustenscholle – Unterostalpin/Rumunischer Rücken nach KOCKEL (1923), FAUPL (1978), GAUPP (1982) bzw. Mittelpenninikum/Ultrapienidische Schwelle nach TRAUTH (1937), TOLLMANN (1964a) – mit der Bereitstellung von exotischen Sedimentgesteinen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

6.2.2. Interne Liefergebiete von nicht-kristallinem Geröllmaterial

Ein internes Liefergebiet versorgt nach HAGN (1982, 1983) von der südlichen Lechtal-Decke sowohl mit Schüttung aus S die Thiersee-Mulde (Lechtal-Decke) als auch mit Schüttung aus N (vormalig 1981: 34 – Schüttung aus S bzw. SE) Bereiche des Tirolikums (Kohlenbach, SW Kössen). Von demselben Liefergebiet entwickelt WEIDICH (1984b: 545) ein dynamisches Modell, „in dem die kalkalpine Urgon-Schwelle auf dem südlichen Hochbajuvarikum und/oder auf dem nördlichen Tirolikum von der Unterkreide bis in das Alttertiär immer wieder Gerölle nach Norden geliefert hat und in dieser Zeit wegen der tektonischen Raumverengung in den Nördlichen Kalkalpen nach Norden gewandert ist."

Eine Beziehung dieser Schwelle im Bereich des Südteils der Lechtal-Decke – ab Cenoman nach WEIDICH (1984a, b): Oberaudorfer Schwelle – zu einer Aufragung gleicher Position wird durch HAGN (1983) mit dem Fund eines Urgongerölls im Wachtberg-Schotter N Salzburg hergestellt. Der Fund eines feinbrekziösen Gerölls mit kristallinen Komponenten und flachmarinen (Unt.?)/Mittelkreide-Faunenelementen (u. a. Orbitolinen) in der basalen Gaisberg-Gosau bei Salzburg auf dem Tirolikum steht im direkten Zusammenhang zu dieser Thematik. Die gute Abrollung, die das Resultat eines längeren Transportes ist und der kristalline Detritus sprechen für eine Herkunft aus dem N (Unterostalpin/Rumunischer Rücken). Urgongerölle von beachtlicher Größe wurden auch von Herrn cand. geol. F. SCHLAGINWEIT (freundl. mündl. Mitt.) in der Gosau von Oberwössen angetroffen.

7. Die kontinuierliche Kreidesedimentation im Rahmen der Deckenbildung

Angeregt durch die Untersuchungen und den Forschungsstand der modernen Plattentektonik über geodynamisch aktive Regionen mit abtauchenden Lithosphärenplatten erfolgt hier eine kurze Interpretation des altalpidischen Ereignisses auf Grund dieser Erkenntnisse.

Für die im Jura vorherrschende Spreizung des penninischen Ozeans existierte am Außenrand der ostalpinen Kontinentalscholle ein passiver Kontinentalrand vom Atlantik-Typ (passive margin; trailing margin) mit der morphologischen Gliederung in den Schelf mit einem Epi- bzw. Perikontinentalmeer (HECKEL, 1972), den Kontinentalhang (slope) und den flachen Anstieg (rise) zum Kontinentalhang bzw. mit der geologischen Gliederung in einen „continental terrace wedge" und „rise prism" (DIETZ & HOLDEN, 1974). Generell vermutet TRÜMPY (1975) eine ruhige Kontinentalhang-Topographie im Übergangsbereich des nördlichen Unterostalpins zum Südpenninikum mit feinklastischer Sedimentation: „The facies of the Lower Cretaceous indicate a mud apron in front of a rise" (TRÜMPY, 1975: 230) – nach heutigem Wissensstand (z. B. FRISCH et al., 1987) unterliegen diese Bereiche zur Zeit der Unterkreide bereits den Rahmenbedingungen eines aktiven Kontinentalrandes.

Im Zuge der Umkehr der Driftrichtung von SW nach NE vor 150 ma erfolgt die Umgestaltung des passiven Kontinentalrandes in den aktiven, unter den zur Kreidezeit die ozeanische Kruste des Südpenninikums subduziert wird. Obwohl im Oberjura/tiefe Unterkreide pelagische Sedimente (Radiolarit, Aptychenschichten im Oberostalpin) dominieren, existieren doch Hinweise in der Unterkreide auf einen Kontinentalhang im Unterostalpin mit den Olisthostromen der Schwarzeckbrekzie (FAUPL, 1978: 91; HÄUSLER, 1983, 1987). TOLLMANN (1977: 106/108) spricht in diesem Zusammenhang von der „Lungauer Schwelle", die von N nach S in den unterostalpinen Trog kristallines Material liefert. Hier scheint sich bereits eine erste Differenzierung des Kontinentalhanges zu vollziehen, je nach Interpretation entweder in Bruchtreppen (scarps) (FAUPL, 1978; FRISCH et al., 1987) und/oder in (Rand-)Becken (TOLLMANN, 1977: 106, 108). Gegen die Existenz der Lungauer Schwelle im Sinne TOLLMANNS (1977) spricht sich HÄUSLER (1987) aus und entwickelt das Modell von „scarp breccias", die innerhalb der unterostalpinen Plattform an Störungen („block faulting") des nördlichen Kontinentalrandes des Ostalpins gebunden sind (S. 109, 110). Im Bereich der Beckenachse (trench) vor dem Kontinentalrand führen Abscherung und Subduktion zur Bildung einer Mélange, zu der auch die Matreier Schuppenzone und die Arosazone (vgl. Tab. 1) gezählt werden kann.

Intensive Bewegungsvorgänge innerhalb der in die forearc-Entwicklung einbezogenen, ostalpin-mesozoischen Hüllserie äußern sich bereits in der frühen Unterkreide mit den unter einer hohen Wassersäule (Tiefseerinnenenvironment; FAUPL & TOLLMANN, 1979: 111; TOLLMANN, 1981, 1987a, b) abgelagerten Roßfeldschichten. Wird bereits im rückwärtigen Oberostalpin die Einengung der ehemaligen (triadischen) Karbonatplattformen durch die Anlage von Decken (insbesondere juvavische Einheiten) ausgeglichen, bezeugen Brekzien und Olisthostrome in vorderster Front des Ostalpins, im Unterostalpin, seit dem Jura (z. B. Türkenkogel- und Schwarzeckbrekzie; HÄUSLER, 1983; 1987) den Einfluß eines geböschten Kontinentalhanges und die Nähe zur aktiven Subduktionszone mit dem Abtauchen des Südpenninikums.

Die Aufschiebungs- bzw. Unterschiebungsvorgänge (in Ableitung der kinematischen platten-/deckentektonischen Prinzipien) führen zu isoklinalen Stauchfalten und Deckenbildung. Sie manifestiert sich im Bereich faziell-stratigraphischer Schwächezonen im Gesteinsverband wie z. B. entlang der Salinarhorizonte des Karn und des Haselgebirges – nach FUCHS (1985) und DECKER et al. (1987) ozeanische Relikte der alten Tethys eingeschlossen (AMPFERER, 1925; TOLLMANN, 1976b). Aufarbeitungsprodukte des Haselgebirges, sowie dessen Vulkanite (intermediär – basisch) lassen sich in der Gosau bei Strobl/Weißenbach am Wolfgangsee nachweisen.

Eine wichtige Vorbedingung bei der Entstehung einer Bewegungs- und Gleitfuge, an der die raumverengenden Bewegungen ablaufen, stellt die Anlage isoklinaler Faltenzüge dar, so daß die „Decken aus abgerissenen Isoklinalfalten oder abgerissenen Schollen hervorgehen" (HERTWECK, 1961: 61, Abb. 3).

Das Bewegungs- und Verformungsmaximum liegt an der Front der gestaffelten und rückwärtig ausklingenden Faltenzüge.

Der Motor der tektonischen Beanspruchung ist die Subfluenz und die Subduktion der ozeanischen Kruste, so daß durch die Unterschiebungsvorgänge im Untergrund an der Oberfläche die Ausformung des kalkalpinen Deckenstapels resultiert (CLAR, 1965; FRISCH 1978;

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

FUCHS, 1985). Es entsteht somit lediglich der Eindruck einer Überschiebung.

Der geschilderte Verformungsmechanismus führt schließlich zu dem heute beobachtbaren Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen, deren Grundstruktur nach TOLLMANN (1976b: 47) auf einer Stammdecke als Hauptmasse des Gebirges beruht, der beim Transport Stirnteile als tiefe Einheiten abgetrennt wurden, „und ihr andererseits ursprünglich südlicher beheimatete Abscherungsdecken im Süden als tektonisch höhere Elemente, die sämtlich in Form von überdimensionierten Deckschollen erhalten sind, aufgeladen wurden". Der Überschiebungsbau wird an dieser Stelle als Unterschiebungsbau verstanden (CLAR, 1965; FRISCH, 1978; FUCHS, 1985; FRANK, 1987), der das übergeordnete Bauprinzip plattentektonischer Vorgänge ist.

Das strukturelle Bauschema der Kalkalpen wurde in der Unter-/Mittelkreide vermutlich mit der austroalpinen und austrischen Phase initiiert und war mit der mediterranen Phase bereits angelegt (TOLLMANN, 1964b, c, 1976a, 1986). Während dieser Zeiten und in der nachfolgenden Gosau nahm eine Sedimentation weiterhin ihren Lauf, wenn natürlich auch durch die Bewegungsvorgänge – insbesondere durch tektonische Ausschaltung – Ausfälle und Lücken in den Kreideprofilen, die auf den in die Deckenstapelung einbezogenen, tektonischen Einheiten zum Abatz kamen, die Folge sind (vgl. Abb. 2). Außerdem trägt zur Unvollständigkeit der Profilsäulen, vor allem in den rückwärtigen, höheren oberostalpinen Deckeneinheiten die lange subaerische Exposition dieser Bereiche bei, zumal intensive Verwitterungs- und Bodenbildungsprozesse (Latosole) mit dem zeitlichen Höhepunkt im Turon (mediterrane Phase nach TOLLMANN) koinzidieren. Profile finden sich auch in den frontalen, nördlichen Räumen in der Nähe der Subduktionszone. Diese umfassen – neben dem nördlichen Oberostlapin (Kalkalpen) – das Unterostalpin, das heute in metamorphen Serien der Radstädter Tauern und der Tarntaler Berge, des Semmering-Fensters und möglicherweise des Innsbrucker Quarzporphyrs vorliegt. Das Unterostalpin der Radstädter Tauern und der Tarntaler Berge beinhaltet mass flow-Brekzien (HÄUSLER, 1983, 1987) und verkörpert den Kontinentalrand des Ostalpins und randnahe Bereiche im Hinterland, wo sich nach nicht zu großer Entfernung das (Mittel-) Oberostalpin anschließt (vgl. Abb. 3).

Bei der Subduktion des unterostalpinen Gürtels wurden Teile der meoszoischen Hülle abgeschert und angeschoppt, die somit dem Schicksal der Subduktion und der Metamorphosierung entgingen (GWINNER, 1978: 245; FUCHS, 1985). Solche Vorkommen werden in der cenomanen Randschuppe vermutet, die immer wieder in schmalen Zonen dem Kalkalpenkörper vorgelagert sind. Unterdessen hält die Sedimentzufuhr an und konnte regional noch längere Zeit wirksam sein, bevor vorstoßende Deckenfronten die orogene Sedimentfracht unter Ausschluß früherer Einheiten auf ihren Rücken luden. Einen solchen Fall beschreibt GAUPP (1982: 67), wo turone Einschüttungen (Obere Branderfleckschichten) über noch nicht abgedeckte Reste der Cenomanrandschuppe direkt den Nordrand der Lechtaldecke unter Ausschluß der Allgäudecke (bereits überschoben) beliefern.

Auf Grund der stratigraphischen Reichweite der Profilsäulen auf den jeweiligen Deckeneinheiten läßt sich das Alter der Deckenstapelung festlegen (vgl. Abb. 2). Im Lechtal bei Elbigenalp liegt vor der Inntaldecke im Bereich der Griesbachalm ein kontinuierliche Entwicklung ohne größere Diskordanzen aus dem Jura (Aptychen-Schichten) über die Unterkreide (Neokom-Aptychenschichten) bis ins Cenoman vor (Griesbachalm). Das cenomane Vorkommen mit Orbitolinen (*Orbitolina concava*) wurde schon von AMPFERER (1932) erwähnt und bildet, eingebettet in mass flow-Brekzien als mächtiges Sedimentpaket mit den eingeschütteten Faunenelementen des Flachwassers den Profilabschluß (= finaler Flysch). Neben häufig anzutreffenden Umlagerungs- und Aufarbeitungsprodukten der mergeligen Neokom-Aptychenschichten fällt die reiche Fracht an Quarzkomponenten ins Auge. Diese belegen den Einfluß eines externen nördlich gelegenen Liefergebietes (von Rotliegend-Charakter?), das im Zuge weiterer Kompression – evtl. Kollision mit dem Mittelpenninikum (FAUPL, 1978; FRISCH et al., 1987) – ab (Ob.-)Coniac die Muttekopf-Gosau auf der Inntal-Decke mit kristallinem Material beschickt.

Ein Transport aus dem S in die Muttekopf-Gosau – zur Zeit der tiefen Gosau (Coniac – Santon) – ist auf Grund der Fazieskonfiguration ausgeschlossen. Ebenso fehlen vorgosauische Fossilnachweise in autochthonen Vorkommen, wie in Gestalt umgelagerter Gerölle, auf der Inntaldecke, die bei einer hypothetischen Annahme von Schüttungsrichtungen aus dem S zu fordern wären. Die konstruktive Anlage der der Inntal-Decke aufgesetzten Krabachjoch-Decke erfolgte im Zeitraum Turon/Unt.-Coniac, die Anlage der Inntal-Decke auf die Lechtal-Decke mit großer Wahrscheinlichkeit im Cenoman, wie sich aus der Profilentwicklung des Cenomans der Griesbachalm direkt folgern läßt (konkordante Entwicklung aus den Aptychenschichten des hohen Juras und der tiefen Kreide in die (Unt.-Kreide?)/Cenoman-Schiefer, deren Dach ein Olisthostrom bildet, das reich an exotischem Schutt ist und eine cenomane Flachwasserfauna beinhaltet (LEISS, 1988).

Im Vorfeld der höchsten Deckeneinheiten entstehen Tröge, die nicht selten direkt mit der Bewegungsbahn der Decken korrespondieren und einen charakteristischen Sedimentationsmodus aufweisen – eine im weitesten Sinne turbiditische Sedimentation und Olisthostrome. Gravitativ verfrachtete Sedimentmassen im oberostalpinen Rückland, die das chaotische Sedimentationsgeschehen im Vorfeld der höchsten Deckeneinheiten bei zunehmender Einengung belegen, weisen im E auf einen früheren Zuschub hin. Hier belegen die Roßfeldschichten mit einem Materialtransport aus dem S nach N ein Alter Obervalendis – Hauterieve (FAUPL & TOLLMANN, 1979) – spätjurassische bis tiefneokome Gleitvorgänge nach TOLLMANN (1981, 1987a). Kristalline Anteile liegen in den Roßfeldschichten in der Schwermineralfraktion vor.

Die im W nicht vorhandenen, juvavischen Decken sind der Ausdruck der im E intensiveren, kompressiven Bewegungen, sowie der Anlage tektonisch-fazieller Schwächezonen – Ablagerung der Hallstätter Fazies in Kanälen (TOLLMANN, 1981, 1986, 1987a, b); „Tethys Suture zone" mit Heraushebung von Teilen kontinentaler Kruste und Ultrabasitmassen (DECKER et al., 1987: 139), welche krustale, tektonisch induzierte Schwächezonen nachzeichnen. An diesen Schwächezonen artikulieren sich bereits sehr früh (Ob.-Jura/Jungkimmerische Phase) Einengungsphänome weit im Hinterland, abweichend von der Regel, daß Faltungen, Abscherungen, Schollen- und Deckenbildungen ihren Ursprung vom Kontinentalrand nehmen und bei weiterer Subduk-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

tionstätigkeit auch die rückwärtigen Räume beeinflussen. Diese Tatsache findet ihre Bestätigung durch das Auslaufen des engen Synklinal-/Antiklinal-Baustils am Kalkalpen-Nordrand in ein großzügiger dimensioniertes Strukturschema nach S hin (vgl. TOLLMANN, 1976b: Tektonische Kartenblätter; FUCHS, 1985). Die Überschiebungsflächen der juvavischen Decken werden später prä-?/intra-?/postgosauisch reaktiviert.

Tatsächlich ist es in jüngster Zeit gelungen, durchgehende Abfolgen mit einer vollständigen Profilsäule vom Neokom (GAUPP, 1980) bis in das Unt.-Campan (WEIDICH, 1984a, b, c) im Allgäu und in den Bayerischen Alpen eine durchlaufende Jura-Kreidesedimentation (KIRSCH, 1986) in der randlichen frontnahen Stellung des Ostalpins im Randcenoman nachzuweisen. Dabei gilt es zu berücksichtigen, inwieweit sich das Sedimentationsgeschehen auch auf der äußersten Randlage des Kalkalpins, wie etwa auf der Randschuppe, manifestiert und ob externe Sedimentationsräume in der Art eines tektonischen, kontinentalen Grenzlandes unterostalpiner?/randlich südpenninischer Position vorliegen. Einen Ausschnitt des Sedimentationsgeschehens des Raumes unmittelbar nördlich des ostalpinen Kontinentalrandes dürfte die Walserbergserie mit belegten Schüttungen von S (FAUPL, 1984) repräsentieren. Welche stratigraphische Reichweite die jeweiligen Kreideserien an ihren Entstehungsorten aufweisen, wird von den Deckenbewegungen kontrolliert. Dabei kommt es, wie die zuletzt genannten Beispiele zeigen, durchaus zu zeitlichen und sedimentologischen Überschneidungen rand-/kalkalpiner Mittelkreideserien mit der „Randgosau" (HAGN, 1982: 129; WEIDICH, 1984a, b), wenn die Sedimentation am Rücken freiliegender Deckenabschnitte (z. B. Lechtaldecken-Stirnzone) ungestört bis in die Zeit der Gosau anhält (vgl. GAUPP, 1980, 1982).

Ab der Mittelkreide läßt der Vorstoß des Meeres auf die rückwärtigen höheren und höchsten Decken und Schollen im Zuge eines gerichteten transgressiven Trends am längsten auf sich warten und tritt dort als transgressive Gosau in Erscheinung.

Die intrakalkalpinen kompressiven Tröge mit Gosausedimentation repräsentieren Synklinalen entweder im Vorfeld höherer und höchster Deckeneinheiten oder sie korrespondieren direkt mit den Bewegungsbahnen der Decken. Eine nicht-maßstäbliche, nicht-chronologische Strukturskizze (Abb. 7) zeigt modellhaft, wie Becken mit Mittelkreide- und Gosausedimentation häufig entlang den tektonischen Grenzen zwischen Schuppen und Decken positioniert sind.

Die Bewegungsbahnen der Decken verkörpern listrische Flächen, die parallel zur orogenen Hauptbewegungsbahn (z. B. Arosa-Zone im W) am N-Rand der ostalpinen Krustenscholle rückwärtig innerhalb des Kalkalpins verlaufen.

Der mechanische Ablauf des kompressiven Geschehens innerhalb des Kalkalpins vollzieht sich nicht in Überschiebungen, sondern in Unterschiebungen entsprechend den großräumig-globalen, plattentektonischen Konfigurationen und Prinzipien (vgl. FUCHS, 1985; FRANK, 1987). Somit pausen sich die tektonisch-morphologischen Verhältnisse (orogene Becken vor der subduzierenden Bewegungsbahn) am aktiven Kontinentalrand fallweise im kalkalpinen Rückland mit kleineren Dimensionen der orogenen intrakalkalpinen Tröge an den Gleitbahnen der kalkalpinen Decken durch. Die Deckenstapelung der kalkalpinen Decken ist das an der Oberfläche wirksame Resultat der Subduktion im Untergrund. Die orogenen Prozesse produzieren im kalkalpinen Rückland die zum Subduktionsgeschehen am aktiven Kontinentalrand analogen tektonisch-geomorphologischen Strukturschemata. Durch das insgesamt flache Einfallen der Bewegungsbahnen (listrische Flächen) nach S ergeben sich pultförmige Großformen mit flachen S-Hängen und steilen N-Flanken (= vorstoßende Deckenfronten). Dieser übergeordnete strukturelle Bauplan ist die Ursache dafür, daß das sedimentologische Geschehen eine von N dominierte Prägung aufweist.

Durch das Abtauchen der tieferen Deckeneinheiten unter die höheren rücken zuletzt genannte nach N vor und gelangen so in den Einflußbereich des ostalpinen Kontinentalrandes, von wo die Anlieferung des exotischen Materials – aus Küstenkordilleren mit Obduktiten?/von einem nicht-vulkanischen Inselbogen? – erfolgt. Im Laufe der Zeit und im Zuge der anhaltenden Kompression nehmen die Gosaubecken dieselbe Funktion als Depoträume für Abtragungsmaterial ein, die vormals die inzwischen tektonisch ausgeschalteten mittelkretazischen Sedimentationsräume auf den tiefen Deckeneinheiten innehielten.

Über die flach geböschte, pultförmige Rampe mit Ausrichtung nach S gelangt der exotische Detritus nach einer „bewegten Vorgeschichte" (mehrfache Umlagerungsprozesse, verschiedene Transportmechanismen, Verweilen in lateritischen Bodenhorizonten) zur Zeit der tiefsten Gosau zum Teil sicherlich auf dem Landweg (fluviatil) in die Depoträume der Gosau, die mengenmäßig in erster Linie von Lokalschutt und alluvialen Fächersedimenten beschickt werden (Brandenberger Gosau). Später erfolgt der Materialtransport der Exotika im marinen Milieu auch innerhalb von Olisthostromen (vgl. Muttekopf-Gosau), die nach neueren Untersuchungen (RICHTER, D., 1973) häufig Transportweiten von einigen Zehner-Kilometern aufweisen.

Der Transportmechanismus auf pultförmigen Rampen wird an Hand der Abb. 2 durch die Zusammenstellung wesentlicher Profile aus der neueren Literatur (GAUPP, 1980, 1982; WEIDICH, 1984a, b, c) und dieser Arbeit erläutert. Mit den jetzt bekannten Profilsäulen der für die Orogenese/Tektogenese relevanten Schichtglieder (= synorogene Kreideschichten), erschließt sich auch die Kinematik und der Mechanismus der Deckenbildung im W-Teil der Nördlichen Kalkalpen, deren Prinzipien im weiteren auch auf den E-Teil der Nördlichen Kalkalpen übertragen werden. Wie schon die überraschenden Untersuchungsergebnisse von GAUPP (1980, 1982, 1983) vom Kalkalpen-Nordrand deutlich machten, kommt der Sedimentologie der orogenen Sedimente und ihrer Interpretation die zentrale Stellung zu, wobei die Mikropaläontologie und Mikrofazies die Alterseinstufung und die Milieuaussage übernehmen. Gleiches gilt für die synorogenen Kreidesedimente der südlichen Lechtal-Decke und der höheren Inntal-Decke, sowie für die Roßfeldschichten (= finaler Flysch). Die räumliche und zeitliche Abfolge der Abdeckung der Allgäu-Decke durch die Lechtal-Decke am N-Rand der Nördlichen Kalkalpen wurde von GAUPP (1980, 1982) erkannt. Der Zuschub des Hauptkörpers der Allgäu-Decke erfolgt mit der Austrischen Phase (Grenze Alb/Cenoman [TOLLMANN, 1986a: Tab. 4]), wobei der Frontabschnitt (Rand-Cenoman) von diesen Vorgängen unberührt bleibt. Der Falkensteinzug als Deckenstirn der Lechtal-Decke hat am synorogenen Sedimentationsgeschehen durch die Entsendung eigenen Schutts in Olisthostro-

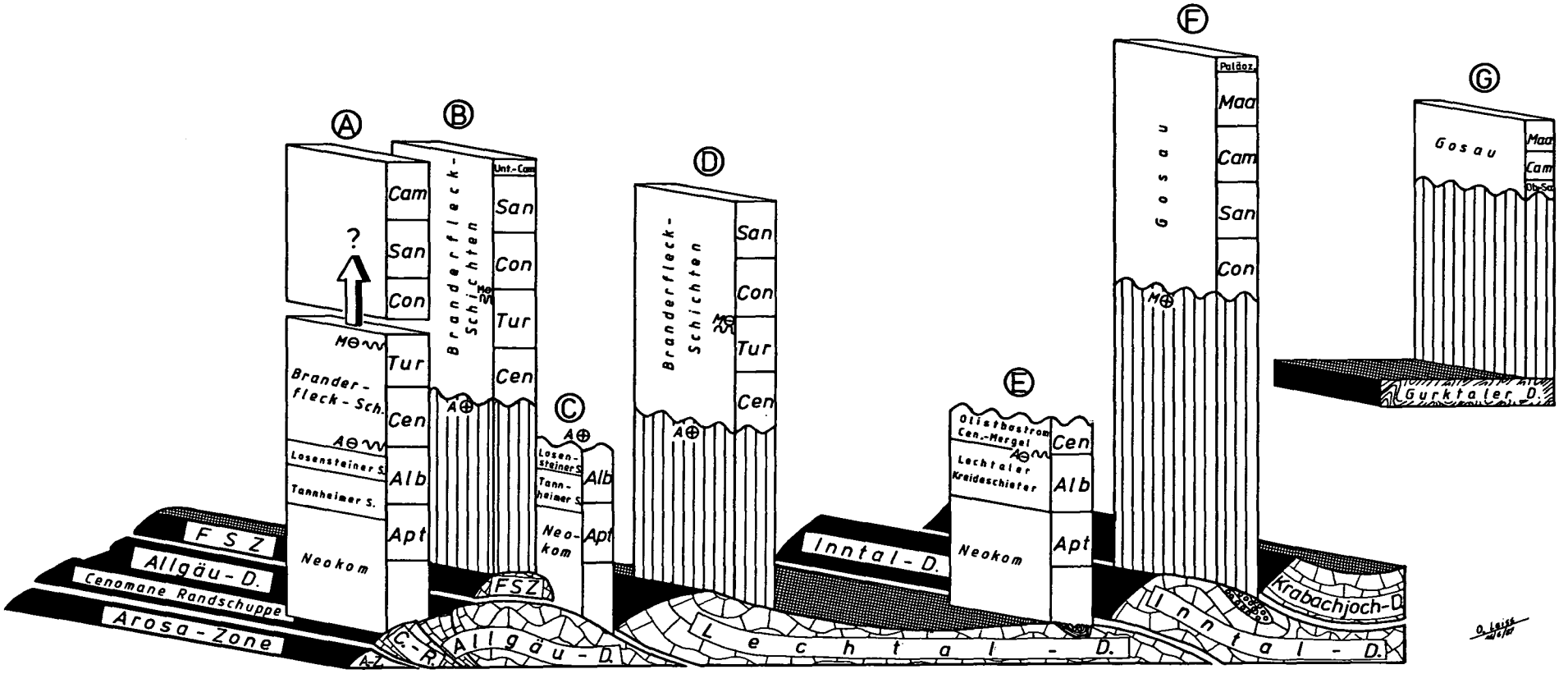

Abb. 2.
Stratigraphische Reichweite der Kreide-Profilsäulen auf den jeweiligen Deckeneinheiten im W der Nördlichen Kalkalpen.
A = Rand-Cenoman (GAUPP, 1980, 1982, 1983); B = Falkensteinzug (FSZ) = Klippe der Lechtal-Deckenstirn/Stoffelmühle (GAUPP, 1980, 1982, 1983; WEIDICH, 1984a,b,c); C = Allgäu-Decke (GAUPP, 1980, 1982, 1983); D = N-Teil der Lechtal-Decke/Branderschrofen (GAUPP, 1980, 1982, 1983; WEIDICH, 1984a,b,c); E = Griesbachalm/S-Teil der Lechtal-Decke (AMPFERER, 1932; LEISS, 1988); F = Muttekopf-Gosau; G = Mittelsteirische Gosau (EBNER, 1983).
Tektonische Phasen: A = Austrische Phase – Grenze Alb/Cenoman (TOLLMANN, 1986: Tab. 4); M = Mediterrane Phase – Hohes Turon (TOLLMANN, 1986: Tab. 4).
Mit dieser Darstellung ergibt sich ein Überblick über die Reichweite der synorogenen Kreide in Abhängigkeit des tektonischen Stockwerks. Die Kontrolle der Sedimentation durch den Tektonismus im Rand-Cenoman, auf der Allgäu-Decke und der nördlichen Lechtal-Decke wurde von GAUPP (1980, 1982, 1983) aufgezeigt. WEIDICH (1984a,b,c) unterzog die Profile auf der nördlichen Lechtal-Decke einer erneuten, detaillierten, mikropaläontologischen Bearbeitung und erzielte dadurch eine größere Reichweite der Profile.
Während auf dem N-Teil der Lechtal-Decke der vormalige Schichtverband eine Abtragung bis auf den Oberjura (GAUPP, 1980, 1982) erfährt, hat sich im S-Teil eine konkordante Schichtfolge vom Oberjura bis ins Cenoman erhalten. Das Dach der Cenoman-Mergel (AMPFERER, 1932) bildet ein Olisthostrom mit Exotika und cenomanen Flachwassersedimenten. Auf der Inntal-Decke setzt die synorogene Kreidesedimentation mit der Gosau (Coniac–Ober-Maastricht) innerhalb eines kompressiven Troges mit asymmetrischem Querschnitt ein, der in ursächlicher Beziehung zur Anlage der Krabachjoch-Decke steht.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

men (Branderfleckschichten – GAUPP, 1980, 1982; WEIDICH, 1984a, b, c) aktiven Anteil.

Besondere Beachtung verdient die Verfolgung der synorogenen Kreideprofile auf der Lechtal-Decke, die eine deutliche Differenzierung in eine N- und eine S-Fazies aufweisen und eine Schlüsselstellung in der Interpretation des Deckenmechanismus darstellen. Während auf den nördlichen Anteilen der Lechtal-Decke, nach einer Periode der Emersion und Erosion, diskordant cenomane Flachwasserserien (GAUPP, 1982: 60, Abb. 8) einsetzen (dabei ist die Ähnlichkeit mit der gosauischen Transgression auf den höheren tektonischen Stockwerken verblüffend!) herrscht auf dem S-Teil der Lechtal-Decke (an der Nahtstelle zur höheren Inntal-Decke mit Gosau-Sedimentation) eine durchgehend ruhige Sedimentation von Jura bis Cenoman. Erst im Cenoman kommt der flachmarine Einfluß, wenngleich nur in gravitativen Resedimentationsvorgängen (Olisthostrom) im Dach der Kreideserie auf der Griesbachalm (LEISS, 1988) zum Ausdruck. Bereits hier zeichnen sich die sedimentologischen Phänomene ab, die später in der Gosau auf den höheren Decken augenfällig werden.

Da der Hauptanteil der Exotika am Kalkalpen-Nordrand in den Losensteiner Schichten (Unt.-/Ob.-Alb – Vraconien [GAUPP, 1980, 1982]) anzutreffen ist, werden im cenomanen Olisthostrom auf der Griesbachalm die Exotika – massenhaft verrundete (Gang-)Quarze/Quarzite (LEISS, 1988) – von diesen abgeleitet. Ein Transport aus S über die Krabachjoch- und die Inntal-Decke ist mit Sicherheit auszuschließen, desgleichen eine Ableitung von Schürflingen auf der Deckenbewegungsbahn.

Mit der Unterschiebung der Allgäu-Decke unter die Lechtal-Decke (phänomenologische Überschiebung!) erfolgt eine Anhebung des N-Teils der Lechtal-Decke, die sich in der Emersion und Erosion vorheriger Schichtglieder bis auf den Jura artikuliert.

Der durch die Erosion freigesetzte Schutt wird nach Umlagerungsvorgängen akkumuliert (im Litoralbereich?), nimmt cenomane Flachwasserelemente auf (*Orbitolina concava*, Rudisten etc.) und erfährt als Sedimentmasse eine gravitative Verfrachtung zum Beckentiefsten hin (Griesbachalm) auf einer flach geböschten Rampe, die nach S abfällt (Lechtal-Decke). Die durch die Plattentektonik induzierte Struktur der Rampe betont auch FRANK (1987: 393): „It is well known that the NCA (= Nördliche Kalkalpen, pers. Anmerkung) form a wedge-like body and the basal boundary cuts into deeper levels passing from north to south. Sometimes the formation of this ramp structure...". Wenn das exotische Material der Losensteiner Schichten vom Kalkalpen-Nordrand im Unt.-/Ob.-Alb – Vraconien abgelagert wird, dann erreicht dieses nach Umlagerungsprozessen, im oft nur kriechend vorrückenden Olisthostrom, das kalkalpine Rückland (S-Teil der Lechtal-Decke) erst im Cenoman. GAUPPs Hinweis (1982: 44) auf Cr-Spinell und Quarz wird als Hinweis auf die primäre Ablagerung exotikareicher Kreideschichtglieder*) auf dem N-Teil der Lechtal-Decke verstanden, auch wenn die Formulierungen verhalten und vorsichtig gewählt sind. Diese Zurückhaltung ist jedoch vor allem darauf zurückzuführen, daß GAUPP (1982: 44) sich auf Arbeiten verläßt, deren Wert z. T. für paläogeographische Überlegungen als gering einzustufen ist.

Im Zuge wachsender Einengung unterfährt die Lechtal-Decke die Inntal-Decke, wobei durch diesen Vorgang die Dokumentation des Kreideprofils mit dem Cenoman erlischt. Dieser Paroxysmus deckt sich weder mit der Mediterranen Phase (Hohes Turon) noch mit der Austrischen Phase (Grenze Alb/Cenoman; vgl. TOLLMANN, 1986, Tab. 4). Auf dem nächst höheren, tektonischen Stockwerk der Inntal-Decke gelangt die Muttekopf-Gosau zum Absatz, deren Sedimente sich in einem kompressiven Trog akkumulieren. Dieser Trog ist mit der Überschiebungsbahn der nächst höheren Krabachjoch-Decke gekoppelt und wird vermutlich erst im Tertiär von dieser vollständig überfahren.

Auch hier spielt die Frage nach der Herkunft des exotischen Materials der tiefen Gosau (Coniac – Santon) eine tragende Rolle. Fazielle Studien, lithologische Merkmale sowie Begehungen entlang der Bewegungsbahn der Krabachjoch-Decke schließen eine Herkunft aus dem S und eine Ableitung von Schürflingen aus dem Untergrund entlang der Bewegungsbahn aus – somit kommen nur Schüttungsrichtungen von N in Betracht. Da nach GAUPP (1982: 46) allothigene Komponenten (Exotika) in den Unteren Branderfleckschichten fehlen und in den Oberen Branderfleckschichten Exotika „zwar regelmäßig, aber mengenmäßig völlig unbedeutend vertreten" sind, muß in Betracht gezogen werden, daß die Exotika in der tiefen Muttekopf-Gosau aus mehrfach umgelagerten Losensteiner Schichten (bzw. deren Äquivalente des Flachwassers/Festlands? auf der nördlichen Lechtal-Decke) abzuleiten sind. Das exotische Material dieser Serie wurde am Kalkalpen-Nordrand (Randcenoman, Allgäu-Decke) im Unt.-/Ob.-Alb – Vraconien abgelagert, erreicht nach Umlagerungsvorgängen den S-Teil der Lechtal-Decke (Griesbachalm) und beliefert wahrscheinlich nach weiteren Umlagerungsvorgängen den kompressiven Trog der Muttekopf-Gosau (Inntal-Decke). Dieses Modell der mehrfachen Umlagerung in einem hochmobilen Ablagerungsraum ist in der Lage, alle sedimentologischen Phänomene der untersuchten Gosauvorkommen (Coniac – Santon) in Übereinstimmung mit zeitlich und räumlich differierenden, synorogenen Kreideserien zu integrieren – selbst eine Herleitung des exotischen Materials aus den Oberen Branderfleckschichten (zeitgleich mit der Gosau), verlangt umfangreiche Transport- und Umlagerungsprozesse (vgl. dazu WEIDICH, 1984b, Abb. 11, Profil E, F und Kap. 8.). Mit dem vorgeschlagenen Modell erklären sich folgende Tatsachen:

- Die stetige Größenabnahme der exotischen Komponenten und deren steigende Verrundungsgrad vom Kalkalpen-Nordrand (einschließlich der exotischen Schollen der Arosa-Zone) nach S (Gosau) fortschreitend,
- Die Kontrolle und die Ausrichtung des sedimentologischen Geschehens erfolgt von N auf flachen S-einfallenden Rampen,
- Die oft exzellente Verrundung der Exotika, die im krassen Gegensatz zum unreifen, eckigen Lokalschutt steht,

* Ob es sich bei diesen um Losensteiner Schichten des tiefen Wassers handelte, kann nicht entschieden werden. Es ist realistisch, davon auszugehen, daß exotische Gerölle aus der Randzone des Ostalpins nach der tektonischen Abdekkung der Allgäu-Decke (mit den Losensteiner Schichten des tiefen Wassers [GAUPP, 1980, 1982, 1983]) im flachen (litoralen?) festländischen? Regime auf der Nördlichen Lechtal-Decke vor der tiefgründigen Erosion zum Absatz kamen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

- Die Eisenhydroxyd-Überzüge exotischer Gerölle, die ein Beleg für subaerische Exposition/Verweilen im Latosol sind,
- Die Existenz distinkter, exotischer Schüttungen in tiefster, transgredierender Profilposition der Gosau als fazielle Vertretung der lokalen Hangschutt-/Verwitterungs-Brekzien (z. B. Gosau von Brandenberg).
- Die Existenz subaerischer, sandreicher Quarz/Quarzit-Brekzien, die dem Phänotypus des Verrucano (z. B. Toscana) gleichen, jedoch mit Einschluß von alpinen Radiolarit-Geröllen nur als umgelagerte prägosauische/gosauische Produkte gedeutet werden können. Eine subaerische Genese ist mit der intensiven Limonit-Imprägnation dieser Klastika angezeigt (Muttekopf-Gosau).
- Das Ausbleiben und Fehlen von exotischen Geröllen in südlichen Gosauvorkommen, z. B. in der Eiberger Gosau. Somit ist eine Schüttung aus südlichen Liefergebieten, wie sie von WEIDICH (1984a, b) vertreten wird, auszuschließen.
- Die Vereinbarkeit mit der Gosau-synchronen Tiefwasser-Sedimentation der Branderfleckschichten (vgl. dazu WEIDICH, 1984b, Abb. 11).

8. Die Kontrolle des Sedimentationsgeschehens durch evolutive, orogenetische Prozesse zur Kreidezeit (Schwerpunkt: Untere Oberkreide/Gosau-Formation)

Arbeitsgang und Aufbau dieser Arbeit orientieren sich an einem hierarchischen Schema, das folgende Entwicklungskette zum Ausdruck bringt:

1) Regionale Grundlagenarbeit (LEISS, 1988) – vgl. Übersichtskarte Abb. 1.
2) Korrelation regionaler Strukturen und Harmonisierung mit überregionalen Bauplänen (= kompressive Tröge im Vorfeld von höheren Decken, ±direkte Koppelung an Decken-Bewegungsbahnen).
3) Eingliederung der überregionalen Baupläne als plattentektonisch induzierte Strukturschemata in den Kontext globaler Vorgänge der Plattentektonik (= listrische Bewegungsbahnen der Decken parallel zur Hauptbewegungsbahn des Kalkalpenkörpers; kompressive, orogene Tröge im rückwärtigen Kalkalpin entsprechen in ihrer Konfiguration der großräumig-globalen, plattentektonischen Situation).
4) Überprüfung eines evolutiven Orogenesemodells mit regionalen Untersuchungsergebnissen.

Wurde im Laufe der mehrjährigen Untersuchungen vermieden, für ein klare Aussage und Favorisierung eines spezifischen, evolutiven Orogenesemodells einzutreten, so änderte sich dies mit dem Erscheinen neuester Ergebnisse verschiedener Autoren, die in FLÜGEL & FAUPL (1987) zusammengefaßt sind.

TOLLMANN entwickelte seit 1959 ein Konzept, das in seinen wesentlichen Elementen kontinuierlich und in sich logisch, bis heute (1987a, b) weiter entwickelt wurde. Eine der Kernaussagen ist neben der Bindung der orogenen Aktivität an Phasen das Postulat eines umfangreichen Mittelostalpins und der Einwurzelung der Nördlichen Kalkalpen im Bereich des Stangalmmesozoikums nördlich des Drauzuges (TOLLMANN, 1977), woraus sich ein rund 1000 km langer Transportweg für die heutigen Nördlichen Kalkalpen durch den Vorgang der Überschiebung ergibt.

Da im E-Teil der Nördlichen Kalkalpen Eingleitvorgänge von juvavischen Einheiten mit einem Transport aus dem S (FAUPL & TOLLMANN, 1979; TOLLMANN, 1981, 1987a, b) nachgewiesen sind, vermutet TOLLMANN (1987a: 123, 124) ebensolche auch im W der Nördlichen Kalkalpen: „Furthermore the concept of sliding tectonics must still be reflected for some parts of the Tyrolian segment of the Northern Calcareous Alps: For example, the younger, end-Cretaceous transportation of the already extremely folded, later rigorously truncated, western part of the Lechtal and Inntal nappe. The block masses in the Upper Cretaceous sediments (Muttekopf Gosau formation) and blocks in a contemporous trough in the northern part of this nappe pile could be connected with this younger phase of sliding tectonics". Das bedeutet, daß die Krabachjoch-Decke im Tertiär – Laramische Phase? (Grenze Maastricht/Paläozän [TOLLMANN, 1986, Tab. 4]) – eingeglitten ist, obwohl nach TOLLMANN (1986, Tab. 4) „Hauptdeckenbildung und Deckenschub in den Kalk(vor)alpen" mit der Mediterranen Phase (TOLLMANN, 1986, Tab. 4) abgeschlossen sind. Gegen ein einmaliges Eingleiten spricht die Existenz von Olisthostromen, die über den ganzen Zeitraum der Gosausedimentation (Ob.-Coniac – Ob.-Maastricht) auftreten (LEISS, 1988). Von diesen Olisthostromen enthalten zumindest diejenigen der tiefen Gosau (Coniac – Santon) eine exotische Geröllfracht, die aus dem N zu beziehen sind. Die Indizien sprechen vielmehr für eine kontinuierliche Einengung eines kompressiven Troges mit synorogener Sedimentation, der wesentliche Anteile seiner Sedimentfracht aus dem N über eine flache, nach S einfallende Rampe (Inntaldecke) erhält (nördliche Schüttungsrichtungen zeigen auch Strömungsmarken in Turbiditen an), bevor sich der endgültige Zuschub durch die Krabachjoch-Decke im Tertiär vollzieht. Es müßte untersucht werden, welche Olisthostrome den intragosauischen Phasen (Ilseder Phase, Wernigerröder Phase, Ressenphase) entsprechen.

Als konzeptionell offener und insgesamt flexibler erweist sich das evolutive Orogenesemodell von FRANK (1987), das in seinen Grundzügen mit CLAR (1965) kongruiert und eine gewisse Verträglichkeit mit den interessanten Ergebnissen und Modellvorstellungen von FUCHS (1985) zuläßt, wenn es gilt, das orogene Sedimentationsgeschehen der Kreidesedimente (mit Schwerpunkt auf die tiefe Gosau) mit den modernen plattentektonischen Erkenntnissen und Vorstellungen abzugleichen. Es sind gerade die synorogenen Sedimente, die mit ihrem Informationspotential über den Ablagerungsmodus, den Geröllbestand, Art wie Umfang von Umlagerungsprozessen und den biogenen Inhalt (Faziesanzeiger und Altersbestimmmung) Aussagen über Ereignisse und Abläufe zulassen, mit denen die Sedimentation auf der Oberfläche auf Umstellungen im Untergrund reagiert. Dabei zeichnen diese nicht nur orogene Vorgänge im Untergrund nach, sondern es pausen sich großdimensionale plattentektonische Prozesse im Sedimentationsraum auf der Oberfläche (= rückwärtiges Kalkalpin) durch (vgl. Kap. 9.). Platten-/deckentektonische Vorstellungen und Modelle müssen immer – insbesondere, wenn ältere Schichtglieder als die synorogenen Sedimente (z. B. kalkalpine Trias) zu Rekonstruktionen herangezogen werden – mit der synorogenen Sedimentation im Zeitraum orogener Ereig-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

nisse und der damit verbundenen geomorphologsichen Umgestaltung abgestimmt und in Einklang gebracht werden.

Das Konzept von FRANK (1987) – mit weitreichender Übereinstimmung zu CLAR (1965) – geht davon aus, daß vor der Subduktion das Unterostalpin und die Nördlichen Kalkalpen (mesozoische Hüllserie des Oberostalpins) den vordersten, frontalen Bereich der ostalpinen Masse darstellen. Das Oberostalpin umfaßt die Nördlichen Kalkalpen und die Grauwackenzone, sowie die Hauptmasse des ostalpinen Kristallins (z. B. Silvretta-, Ötztal-, Defregger-, Schober-, Bundschuh-, südl. Koralm-Kristallin; die Mittelostalpinen Anteile beschränken sich nach FRANK (1987) auf die Seckauer Tauern, Glein- und Stubalm). Dieses neue Konzept stellt in erster Linie als Motor orogenetischer Vorgänge den aktiven, subduzierenden Kontinentalrand der ostalpinen Krustenscholle in den Vordergrund, von dem aus Faltenzüge, Schollen- und Deckenbildung mit abnehmender Intensität in rückwärtige Bereiche ihren Ursprung nehmen.

Ausgehend vom einfacher aufgebauten W-Teil der Nördlichen Kalkalpen wird hier die Datierung der gebirgsbildenden Ereignisse im Kalkalpin mit den synorogenen Sedimenten vorgenommen, wie z. B. mit dem Cenoman der Griesbachalm und der Muttekopf-Gosau: Die Anlage der Inntal-Decke auf die Lechtal-Decke erfolgte im Cenoman (durchgehende Ob.-Jura/Unt.-Kreide-Sedimentation bis in die Cenomanmergel, die mit einem exotikareichen Olisthostrom endet, das cenomane Faunenelemente des Flachwassers enthält); die konstruktive Anlage der der Inntal-Decke aufgesetzten Krabachjoch-Decke im Zeitraum Turon/Unt.-Coniac?. Die Gosausedimentation auf der Inntal-Decke in einem kompressiven Trog dauert von Coniac – Ob.-Maastricht, und erst dann manifestiert sich bei zunehmender Einengung die endgültige Unterschiebung der Krabachjoch-Decke durch die Inntal-Decke. Da nach HERTWECK (1961) Decken immer aus abgerissenen, überkippten, isoklinalen Mulden entstehen, ist davon auszugehen, daß insbesondere solche kompressiven Tröge, die direkt mit Bewegungsbahnen von Decken korrespondieren (z. B. Cenoman der Griesbachalm; Muttekopf-Gosau; Gosaubecken von Salzburg/Bad Reichenhall), derartige Mulden im Sinne HERTWECKS repräsentieren, die eine Auffüllung mit synorogenen Sedimenten erfahren. Obgleich HERTWECK (1961, Abb. 61) die tektonische Entwicklung der voralpinen Decken in den niederösterreichischen Kalkalpen streng an Phasen bindet, werfen die 4 Schemadarstellungen (Abb. 3–6) ein Schlaglicht auf die Tatsache, daß die Deformation vom Kalkalpen-Nordrand – d. h. die Bildung isoklinaler Mulden und die Anlage von Schollen und Decken (= Abscherung der N-vergenten isoklinalen Mulden) – ihren Ursprung nimmt und innerhalb einer tektonischen Phase zum kalkalpinen Rückland hin nach S ausklingt. Dieses Phänomen bekundet den Unterschiebungsbau, der langsam sukzessive auf südliche Areale übergreift. Ausgehend von den Verhältnissen im W-Teil der Nördlichen Kalkalpen wird das Prinzip eines diachronen Übergreifens der Faltung und des hieraus resultierenden Deckentektonismus (in Anlehnung an sedimentologische Prinzipien) sichtbar.

Die Intensität der Deformation dehnt sich vom Nordrand der Kalkalpen immer weiter nach S aus. Dies erklärt auch den Umstand, daß Deckengrenzen von der Gosau nur jeweils auf den N-Flügeln der Mulden „verklebt" werden und nicht auf den S-Flügeln (vgl. TOLLMANN, 1976b, Pofil 12, Beilagenband). Obwohl die Hallstätter Einheiten sehr früh (Ob.-Jura – Unt.-Kreide) auf Grund der „Tethys Suture zone" (DECKER et al., 1987) ihre Platznahme durch Eingleitung erfahren haben (FAUPL & TOLLMANN, 1979; TOLLMANN, 1981, 1987a, b), erreicht der kompressive Tektonismus, ausgehend vom Kalkalpen-Nordrand, die rückwärtigen Areale der Hallstätter Decken. Dadurch erfährt die Dachstein-Decke eine nochmalige Einmuldung und Einschuppung, sodaß vor einer weiteren, südlicheren, „höheren" Schuppe erneut ein Becken mit Gosausedimentation entsteht, bevor auch dieses wie viele Gosaubecken von südlichen Decken und Schollen im S „überfahren" wird (d. h. Unterfahrung durch die tektonisch niedrigere, nördliche Einheit, die strukturell und sedimentologisch als Rampe in Erscheinung tritt). Es können Gosauvorkommen auch „nur" an Stauchmulden im Vorfeld von Deckenfronten gekoppelt sein – einschränkend muß darauf hingewiesen werden, daß z. B. die Brandenberger Gosau und die Gosauvorkommen des Unterinntals (Lechtald-Decke), die zu diesem Typ gehören könnten, nach Meinung von AMPFERER (1933: 30), NAGEL et al. (1976) die heute freigelegte Unterlage der Kaisergebirgsdecke bilden (vgl. Arbeitshypothese Kap. 9.). Dabei erwiesen sich antiklinale Erhebungen als der bevorzugte Besiedlungsraum von Rudisten-Biolithiten.

Die Gerölluntersuchungen und Faziesstudien belegen eine direkte Beziehung vom Cenoman (Griesbachalm/Lechtaldecke) und der Gosau (Muttekopf-Gosau/Inntal-Decke). Der exotische Detritus aus dem N wird nach der cenomanen Ausschaltung der Sedimentation auf der Lechtal-Decke (Griesbachalm) von der Inntal-Decke mit Gosausedimentation nach einem Hiatus übernommen. Im Turon herrschen auf dem N-Teil der Inntal-Decke lateritische Verwitterungsbedingungen, deren Produkte als auffällige, lateritisch pigmentierte, alluviale Fächer mit Lokalschutt wiederum nur im N der Muttekopf-Gosau anzutreffen sind (erneuter Hinweis auf die Rampenstruktur!). Ob die südlichen Anteile zu dieser Zeit bereits marine Bedingungen anzeigen – wie in Analogie zu der Faziesverteilung auf der Lechtal-Decke! Vgl. Abb. 2, Profil B, D, E und Kap. 9. – kann noch nicht beantwortet werden. Insbesondere weisen auch resedimentierte, Limonit-imprägnierte Quarz-/Quarzitbrekzien mit Radiolaritgeröllen (alpiner Radiolarit mit hydrothermaler Kluftfüllung – 300–400°C/freundl. mündl. Mitt. v. Herrn Priv.-Doz. Dr. H. HEINISCH), die auch Glimmerschiefer, Metagrauwacken und (Meta-)Sandsteine enthalten, auf festländische Umlagerungs- und Sedimentationsbedingungen auf dem emergierten N-Teil der Inntaldecke hin. Es drängt sich der Vergleich mit der Lechtal-Decke auf, bei der der N-Teil emergiert und bis auf den Jura unter festländischen Verwitterungsbedingungen abgetragen wird, während auf dem S-Teil die kontinuierliche, marine Sedimentation anhält. Wenn im Cenoman der N-Teil der Lechtal-Decke wieder unter marine Flachwasserbedingungen gerät, erreichen Olisthostrome gleichen Alters (mit den faunistischen Elementen des Flachwassers) auch den Sedimentationsraum im S mit der durchgehenden, ruhigen, marinen Sedimentation. Auf Grund noch ausstehender Detailuntersuchungen kann an dieser Stelle noch keine definitive Aussage darüber getroffen werden, wie sich die Anlieferung des exotischen Materials zur Zeit der tiefen Gosau (Coniac – Santon) auf die Inntal-Decke vollzogen hat. Entweder leiten sich die

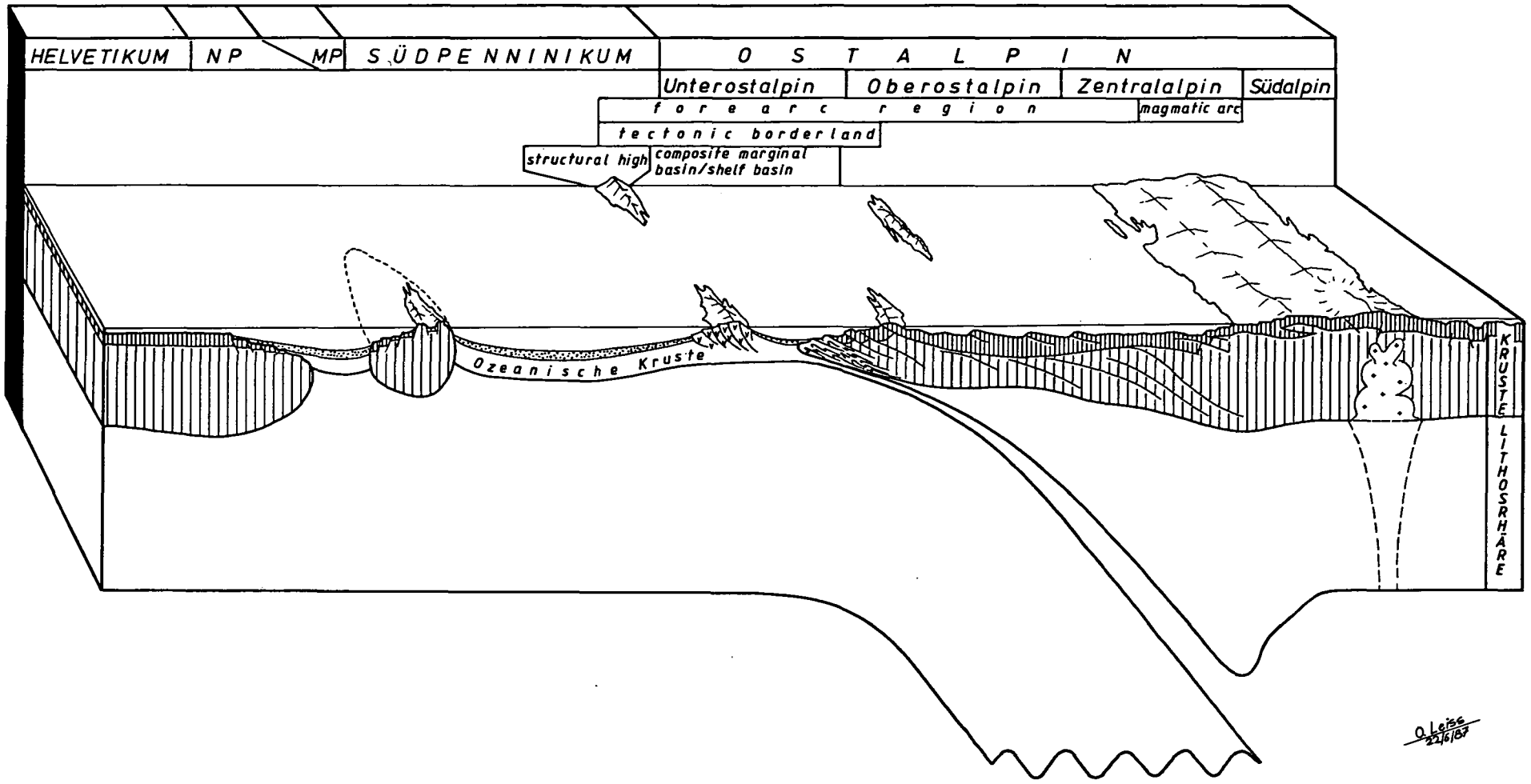

Abb. 3 (Erläuterung gilt auch für die Abb. 4–6).
Paläogeographische Rekonstruktion für den Zeitraum Apt/Alb–Untersanton in Abhängigkeit der großräumigen, plattentektonischen Konfiguration.
H = Helvetikum (europäischer Schelf); UH = Ultrahelvetikum (S-Rand des europäischen Schelfs = Kontinentalrand); NP = Nordpenninikum (Flyschtrog); MP = Mittelpenninikum; SP = Südpenninikum; UOA = Unterostalpin; OOA = Oberostalpin; SA = Südalpin; KK = Kontinentale Kruste; OK = Ozeanische Kruste.

Die Darstellungen orientieren sich an den wesentlichen Aussagen von CLAR (1965), BÖGEL & SCHMIDT (1976), DIETRICH (1976), DIETRICH & FRANZ (1976), OBERHAUSER (1980) und FRANK (1987).
Die Plutone im Umfeld der Periadriatischen Naht weisen ein Alter von Perm bis Tertiär auf, ohne daß hier die spezielle Frage nach kretazischen Intrusivgesteinen erläutert werden kann. Obwohl der magmatische Gürtel seine Hauptaktivität in jungalpidischer Zeit (Tertiär) entwickelte, wurde dieser in Abb. 3 eingetragen, um den Krustenabschnitt bis zum magmatischen Gürtel als kontinentalen fore arc-Bereich auszuweisen, der infolge der orogenen Aktivität mit Faltung und Deckenbildung ragiert. Generell soll Abb. 3 nur einen allgemeinen Überblick der wichtigen, plattentektonischen Elemente wiedergeben, ohne Anspruch auf chronologische Detailtreue.
Den Raum mit den südlichsten Anteilen des Südpenninikums (outer structural high), dem Unterostalpin und den nördlichsten, oberostalpinen Anteilen umreißt man in seiner Gesamtheit am besten mit dem Begriff des kontinentalen tektonischen Grenzlandes (continental/tectonic borderland), wie er von MOORE (1969) an Hand der geologischen Situation im NW von Niederkalifornien beispielhaft beschrieben wurde (vgl. auch STAUFFER, 1967; BLAKE & JONES, 1974; DOUGLAS & HEITMAN, 1979; FIELD & CLARKE, 1979; NARDIN, EDWARDS et al., 1979).

Es ist durchaus vorstellbar, daß sich im Zeitraum hohe Unterkreide – Untersanton entlang des Kontinentalrandes eine längere Küstenkordillere aus metamorphen/kristallinen Spänen erstreckte. Diese entsendet infolge stetiger Erosion und neuer Massenanlieferung – insbesondere während der Kollision mit dem Mikrokontinent (terrane) des Mittelpenninikums (Kontinent-Kontinent-Kollision) – exotisches Geröllmaterial, wie es in den synorogenen Kreidesedimenten an vielen Orten nachzuweisen ist.
Das beschriebene Sedimentationsgeschehen läßt sich gut mit den Verhältnissen in den Karpaten vergleichen. Hier entsendet eine Kordillere, der innerkarpatische „Andrusov"-Rücken, exotisches Material (z.B. paläozoische kristalline Kalke, Metagrauwacken/Konglomerate, Trias-/Jura-Gesteine, Urgon-Komponenten, vortriassische und frühkretazische Magmatite, ultramafische Obdukte) in den südlich anschließenden Manin-Depot-Raum, der gosauähnliche Sedimente von Coniac/Santon–Maastricht aufnimmt (BIRKENMAJER, 1986).
Derartige Kordilleren in hochmobilen Gürteln an gestauchten Kontinentalrändern (Subduktionstätigkeit!) wie der Ultrapienidische Rücken in den Ostalpen und der Andrusov-Rücken in den Karpaten verkörpern weniger statische Gebilde als auf den Tektonismus dynamisch reagierende Hochzonen. Unterschiedliche Ausbildungen von Ophiolith-Komplexen, die häufig eng mit orogenetischen Prozessen zusammenhängen, wurden von CIRIC (1984) aus den Dinariden ausführlich beschrieben. Rudistenbiolithite im unmittelbaren Kontakt zu dinaridischen Ophilith-Komplexen erwähnt POLSAK (1981).
Während die Abb. 3–6 den großtektonischen paläogeographischen Rahmen vermitteln, berücksichtigt die Abb. 7 die prinzipiellen Strukturelemente des architektonischen Baustils des oberostalpinen Kalkalpins.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Apt - Unt.-Alb

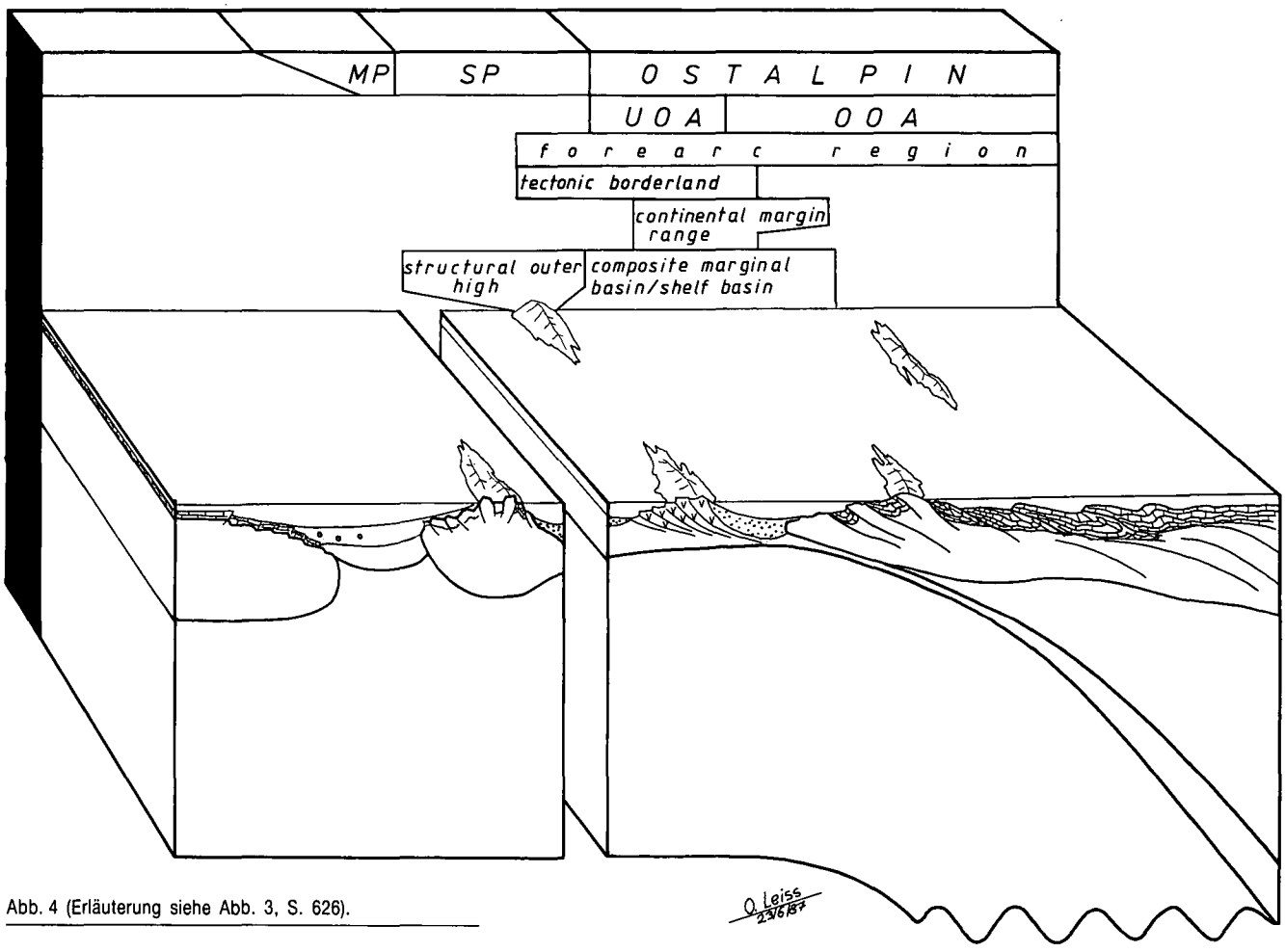

Abb. 4 (Erläuterung siehe Abb. 3, S. 626).

Ob.-Alb - Turon

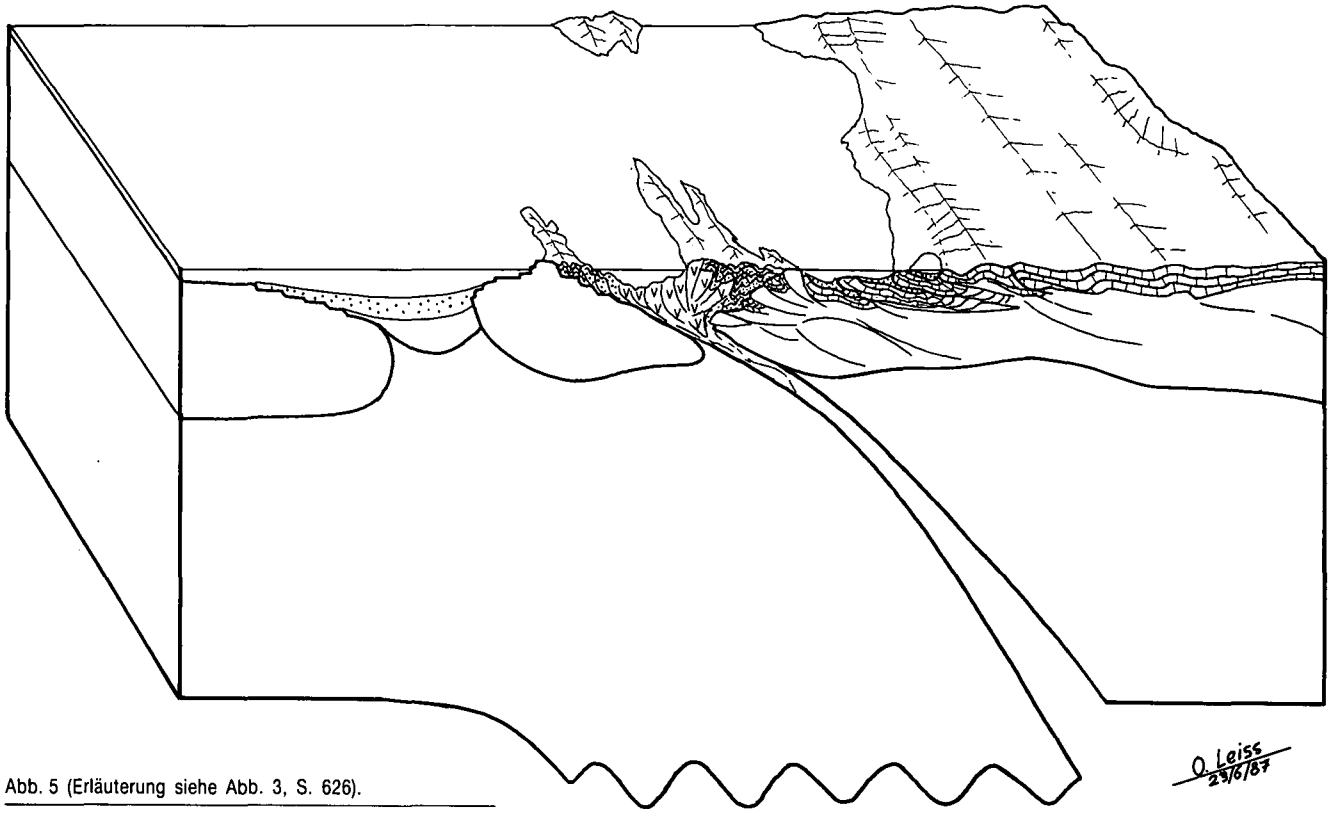

Abb. 5 (Erläuterung siehe Abb. 3, S. 626).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

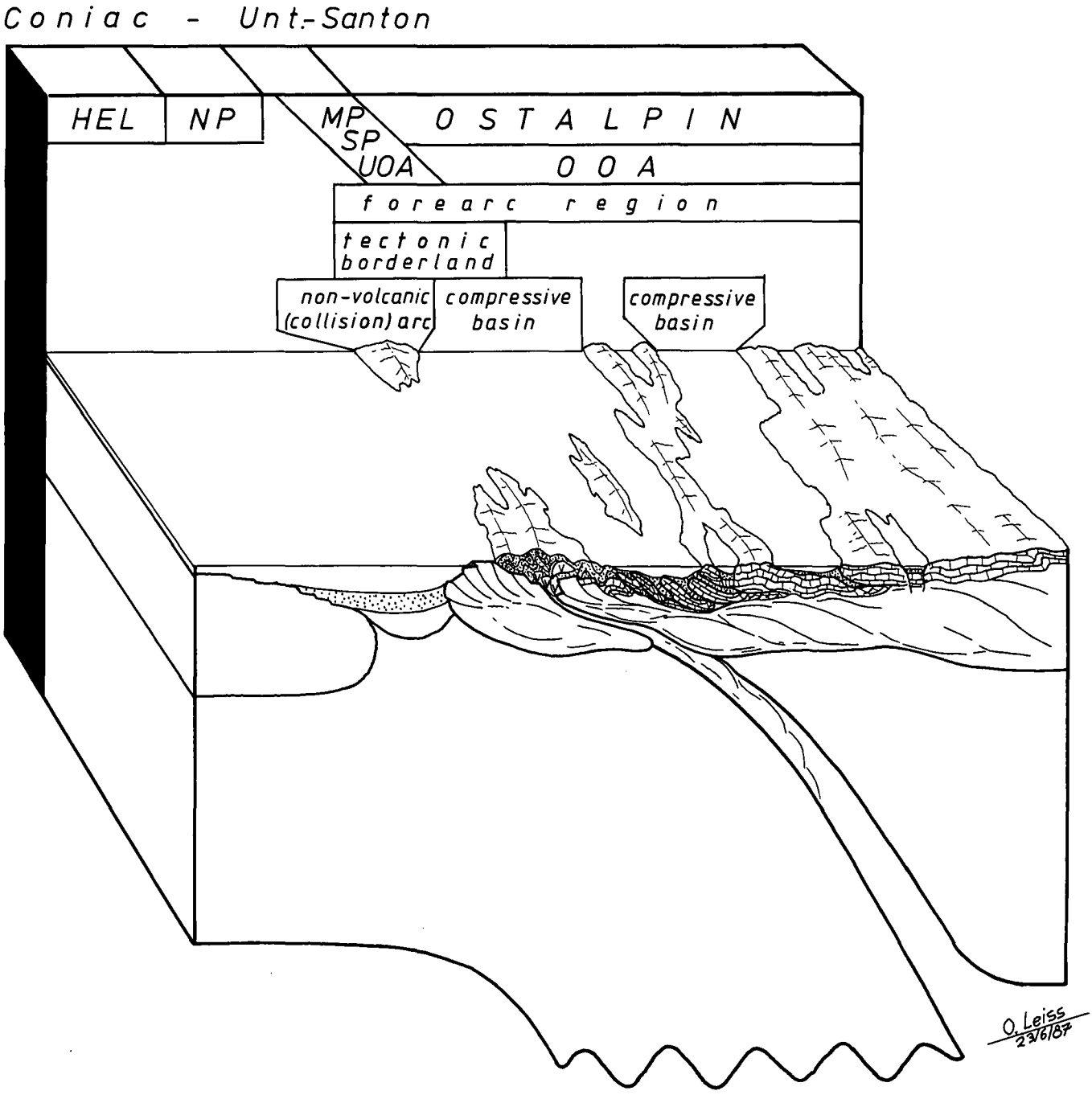

Abb. 6 (Erläuterung siehe Abb. 3, S. 626).

Exotika von erneut (festländisch?) erodierten Olisthostromen ab, die sich vor der Inntaldecke ablagerten, oder sie entstammen aufgearbeiteten, älteren Kreideserien, die auf der Inntaldecke vor der Deckenbildung abgesetzt wurden. Da nach WEIDICH (1984a, b, c) die Dokumentation der Sedimentation auf dem N-Teil der Lechtal-Decke an der Grenze Coniac/Santon (Profil Branderschrofen) erlischt, ist auch die Möglichkeit eines direkten Eintrages von der ostalpinen Randzone in rückwärtige, kalkalpine Bereiche (Inntal-Decke) noch vorstellbar, zumal in der Muttekopfgosau umgelagerte Mergelfetzen in der Fazies von Couches Rouges (Ob.Santon) auf einen Transport in Olisthostromen aus Gosau-externen Liefergebieten weisen. Auf Grund der Tatsache, daß der Prozent-Anteil (Vol.-%) der Exotika sehr gering ist (<3 %), fallweise gänzlich ausbleibt (Eiberger Gosau) und außerdem Umlagerungen durch Erosion inneralpiner Kreideserien mit Exotika im Sedimentationsraum der Gosau im Gebiet von Kössen/Oberwössen nachgewiesen sind, wird hier die Bindung der Exotika an multiple Umlagerungsvorgänge in verschiedenen sedimentologischen Regimen vertreten. Die Problematik der Exotika muß für jedes Gosauvorkommen in seiner Abhängigkeit von der jeweiligen tektonischen Einheit separat untersucht werden. Wenn z. B. für den S-Teil der Lechtal-Decke im Cenoman Exotika nachgewiesen sind, so liegt es auf der Hand, diese im Gosauvorkommen von Brandenberg und vom Hechtsee aus ebensolchen umgelagerten Serien bzw. aus eigenständigen Olisthostromen zu beziehen, ohne daß es notwendig wäre, Schüttungsrichtungen aus dem S anzunehmen (vgl. WEIDICH, 1984b). Der strukturelle Bau-

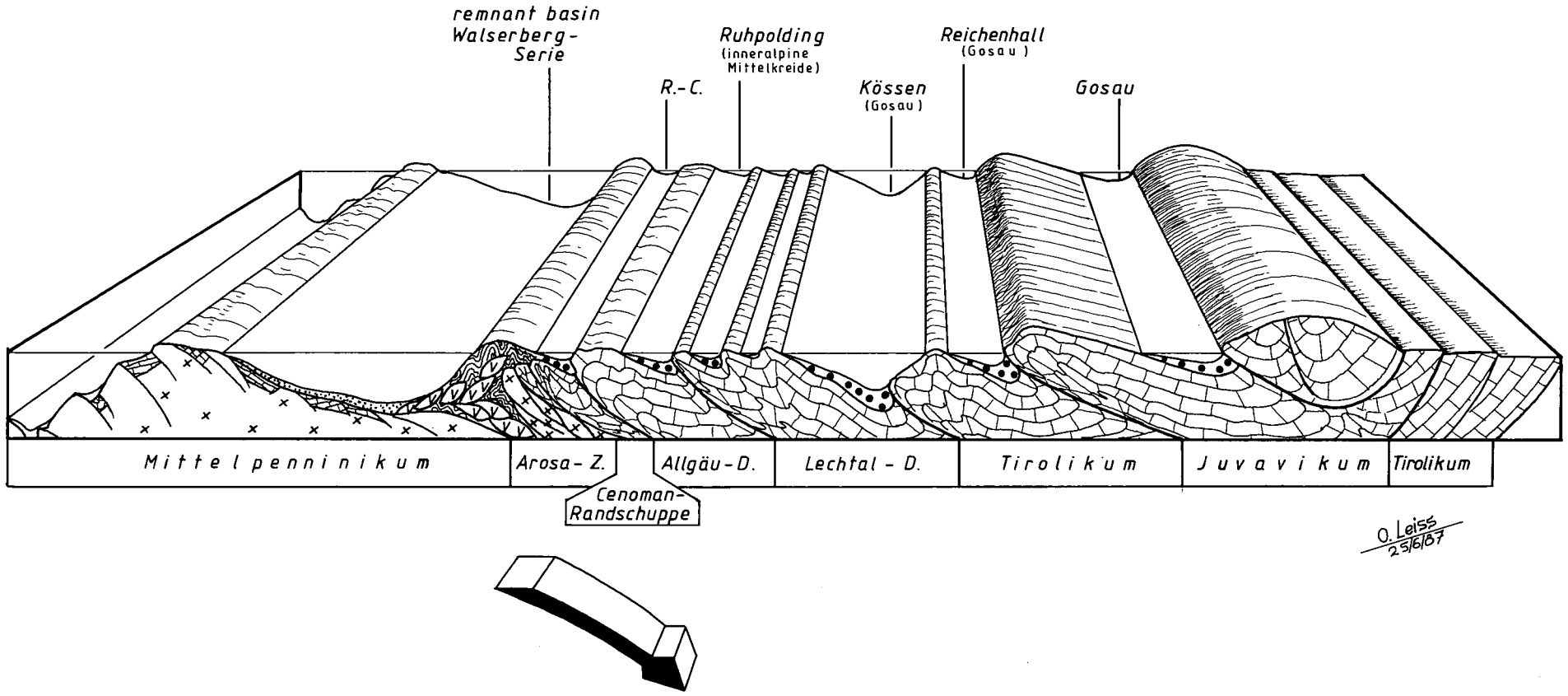

Abb. 7.
Kompressive, orogene, intrakalkalpine Tröge mit synorogener Kreidesedimentation als wesentliche Strukturelemente des architektonischen Baustils des oberostalpinen Kalkalpins; die Roßfeldschichten (Oberjura/Unterkreide) sind nicht aufgeführt.
Im Entwurf wurden einzelne Ergebnisse von DIETRICH (1976), HESSE & BUTT (1976) und BUTT & HERM (1976) übernommen.
Diese nicht maßstäbliche, nicht-chronologische Strukturskizze zeigt modellhaft, wie Becken mit Mittelkreide- und Gosausedimenten häufig entlang der tektonischen Grenzen zwischen Schuppen und Decken positioniert sind. Die intrakalkalpinen Tröge sind entweder an Synklinalen im Vorfeld höherer Deckeneinheiten gebunden oder sie korrespondieren direkt mit den Bewegungsbahnen der Decken. Die Bewegungsbahnen der Decken verkörpern listrische Flächen, die parallel zur Hauptbewegungsbahn (z.B. Arosa-Zone im W) am N-Rand der ostalpinen Kristallinscholle rückwärtig innerhalb des Kalkalpins verlaufen. Die orogenen Prozesse produzieren im kalkalpinen Rückland die zum Subduktionsgeschehen am aktiven Kontinentalrand analogen, tektonisch-geomorphologischen Strukturschemata (orogene Becken vor und an Bewegungsbahnen). Durch das insgesamt flache Einfallen der Bewegungsbahnen (listrische Flächen) nach S ergeben sich pultförmige Großformen mit steilen N-Flanken (= vorstoßende Deckenfronten) und flachen S-Rampen, auf denen sich der Materialtransport aus dem N in die südlichen intrakalkalpinen Depoträume mit Gosausedimenten vollzieht.
Offensichtlich stehen derartige kompressive Tröge mit synorogener Sedimentation in ursächlichem Zusammenhang mit dem initialen Deckentektonismus. Auf die Vorgänge der Subduktion/Subfluenz am Kontinentalrand des Ostalpins, die auch eine sukzessive Einengung von N nach S im rückwärtigen Kalkalpin bewirken, reagiert die mesozoische Hüllserie des Oberostalpins (Kalkalpin) mit der Anlage weitgespannter Sättel und Mulden. Wenn im Muldentiefsten die Flexur eine Abscherung entlang einer flachen Störung erfährt, dann bedeutet dies die „Geburt" einer Decke (z.B. Laagors-D. [= Krabachjoch-D.]). Die Sedimentation wird meist erst dann unterbrochen (insbesondere die Gosau-Sedimentation), wenn der Trog tektonisch ausgeschaltet ist.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

plan der Decken in Form von Rampen bringt es mit sich, daß zu Zeiten festländischer Bedingungen – z. B. vorcenomane Emersion des N-Teils der Lechtal-Decke; vorgosauische Emersion der Inntal-Decke – Entwässerungssysteme angelegt werden, die auch das kalkalpine Rückland beliefern. Damit vollzieht sich fallweise in einem hochmobilen Ablagerungsraum eine Erosion und Umlagerung bereits abgelagerter synorogener Kreideserien zu Restschottern. Diese unterliegen der lateritischen Verwitterung und erfahren durch Transportprozesse im Rahmen des sedimentären Kreislaufs eine Ausmerzung der verwitterungsanfälligen Komponenten.

Seit dem Alb tritt der subduzierende N-Rand der ostalpinen Krustenscholle – nicht-vulkanischer, randkontinentaler Bogen/Küstenkordillere – als dynamisches, nicht-statisches Grenzland (tectonic borderland, vgl. MOORE, 1969) mit ozeanischen Obduktiten und kristallin-metamorphen Schürflingen des Unterostalpins (vgl. GAUPP, 1982, 1983) dadurch in Erscheinung, daß exotische Gerölle Zugang in das kalkalpine Rückland finden. Die dargelegten Fakten sind – insbesondere unter Berücksichtigung der sedimentologischen Befunde und des charakteristischen Baustils von orogenen, kompressiven Trögen, die eine direkte Beziehung zum Deckentektonismus und damit zur Plattentektonik haben – unvereinbar mit der Existenz eines rund 200 km breiten Streifens von Mittelostalpin. Dieses soll nach TOLLMANN (1978, Abb. 3, 1980, Abb. 5) zur Zeit der Mittelkreide das Unterostalpin (mit seinem aktiven Kontinentalrand) vom Oberostalpin (Nördliche Kalkalpen) trennen. Ein so weites Auseinanderliegen des Kontinentalrandes vom oberostalpinen, kalkalpinen Rückland hätte sicherlich eine Kommunikation dieser Bereiche durch den exotischen Detritus unmöglich gemacht. Es wird der Ansicht von RICHTER, D. (1974: 92) und von GAUPP (1983: 164) gefolgt, daß zwischen den Schubfetzen und Schürflingen der Arosazone und den exotischen Geröllen der Losensteiner Schichten eine direkte genetische Abhängigkeit besteht. Darüber hinaus wird mit FUCHS (1985) die Meinung vertreten, daß südpenninische und unterostalpine Anteile vom Kalkalpen-Nordrand durchaus auch im E-Teil der Nördlichen Kalkalpen wiederzufinden sind, z. B. in den Fenstern am Wolfgangsee (Gabbrokomplex: Vitz-a. B.). Grundsätzlich erfordert die Plattentektonik auch eine weithin, über den gesamten (Kalk-)Alpenkörper, verfolgbare Bewegungsbahn in der Art der Arosa-Zone, die die Hauptbewegungsbahn des Kalkalpenkörpers darstellt und an der Subduktionsprozesse ihren Fortgang nahmen.

TOLLMANN (1976a: 399) drängt bezüglich des exotischen Materials auf „eine Unterscheidung der Herkunft der Westrandschollen aus der Arosazone oder aus dem kalkalpinen Trog...". Die internen Liefergebiete der Exotika innerhalb des Kalkalpins sind entweder von monomikter, exotischer Zusammensetzung in Gestalt im Phyllit-haltigen Brekzien (AMPFERER) oder sie enthalten keine Exotika in der Geröllfraktion (Roßfeldschichten). Der paläogeographische Querschnitt zur Mittelkreidezeit zeigt außerdem vor der Decke des Kalkalpins (Oberostlapin) einen orogenen, kompressiven Trog (TOLLMANN, 1980: Abb. 5), der als Sedimentfalle fungiert hätte (barrière en creux), selbst wenn exotische Gerölle den rund 200 km breiten Streifen des Mittelostlapins überwunden hätten. Die Exotika auf dem S-Teil der Lechtal-Decke (Griesbachalm/Cenoman), also weit im oberostalpinen, kalkalpinen Rückland, sprechen gegen die paläogeographische Anordnung, wie sie von TOLLMANN vertreten wird.

Wie zuvor schon angedeutet wurde, besteht ein direkter Zusammenhang zwischen der Arosa-Zone im W als Hauptbewegungsbahn der Nördlichen Kalkalpen mit Schürflingen von subduzierten Einheiten (Unterostalpin, Südpenninikum, Mittelpenninikum?) und den Exotika der Losensteiner Schichten – z. B. auf der Cenomanrandschuppe, die von anderen Autoren dem Unterostalpin zugeschlagen wird (RICHTER, D., 1974; GWINNER, 1978; FUCHS, 1985). Diese sind nicht unmittelbar an die Bewegungsbahn der Nördlichen Kalkalpen gekoppelt (im Gegensatz zu den exotischen Schollen der Arosa-Zone), sondern entstammen „einer Festlandszone am Nordrand der ostalpinen Großeinheit, die möglicherweise durch basale Anschoppung infolge der Subduktionstätigkeit über Erosionsniveau gehoben wurde und die sowohl aus kristallinem Grundgebirge mit permomesozoischer Sedimentauflage des Unterostalpins als auch aus (?) obduziertem ozeanischen Krustenmaterial bestand" (GAUPP, 1983: 165). Die Größenabnahme der exotischen Komponenten und die zunehmende Verrundung dieser vom nördlichen Kalkalpenrand bis in die rückwärtigen Gosau-Tröge bestätigen den sedimentologischen Zusammenhang.

In neuerer Zeit mehrt sich das Interesse an der plattentektonischen, geomorphologischen Konfiguration des ostalpinen Kontinentalrandes (Unterostalpin und Südpenninische Späne) und der daran gekoppelten Bewegungsbahn der Nördlichen Kalkalpen. Folgerichtig übertrug FUCHS (1985) eine derartige Zone – Arosa-Zone im W – auf den E-Teil der Nördlichen Kalkalpen, der eine stärkere Einengung als der W-Teil erfuhr. Gute Hinweise in diese Richtung liegen mit der Walserberg-Serie (LEISS, 1988) und dem Intrusiv-Komplex von Vitz-am-Berg nach der traditionellen Interpretation als Ultrahelvetikum vor, wobei der Intrusiv-Komplex von der plattentektonischen Vorstellung und der räumlich-paläogeographischen Beziehung besser und logischer als südpenninisches Element anzusprechen ist. Selbst diese Vorstellungen von FUCHS (1985) lassen sich zwanglos mit dem evolutiven Orogenesemodell von FRANK (1987) verbinden, dem auf Grund seiner Vereinbarkeit mit dem sedimentologisch-faziellen Befund und seiner größeren Flexibilität gegenüber dem von TOLLMANN (1964–1987) in dieser Arbeit der Vorzug gegeben wird.

Mit FRANKS Konzept steht insofern der sedimentologische Befund der synorogenen Sedimente damit in Einklang, daß die kompressiven, rückwärtigen Tröge und Mulden durch den Platten- und Deckentektonismus induziert sind. Die Intensität der Deformation und das Alter der synorogenen Kreisedimente nimmt nach S ins innerkalkalpine Rückland ab. Diese Regel bleibt unberührt von der Tatsache, daß im E der Nördlichen Kalkalpen bereits zur Zeit Ob.-Jura – Unt.-Kreide (FAUPL & TOLLMANN, 1979; TOLLMANN, 1981, 1987a, b) Eingleitprozesse von juvavischen Decken auf Grund einer krustalen Schwächezone („Tethys Suture zone" [DECKER et al., 1987]) stattfanden. Die Kompression erklärt sich durch die Subduktionstätigkeit am N-Rand der ostalpinen Krustenscholle. Durch diese entsteht auch ein an der Oberfläche wirksamer Tektonismus, der die Anlage von (Stauch-)Mulden bedingt (kompressive Tröge mit synorogener Sedimentation), aus denen sich entlang flacher Störungen (listrische Bewegungsbahnen der Decken) die kalkalpinen Decken durch Unterschiebung entwickeln.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

9. Ein Modell zur Entstehung von kompressiven Trögen mit synorogener Sedimentation – die intrakalkalpinen Tröge als Ursprung und Zentrum der Deckenbildung durch Unterschiebung

Das hier vorgestellte Modell leitet sich von der Bekkenanalyse der untersuchten (Cenoman-)/Gosauvorkommen, der Geometrie und Architektur der Tröge mit synorogener Sedimentation und den modernen Erkenntnissen der Plattentektonik ab. Die Verbindung der sedimentologischen Phänomene mit der Platten-/Deckentektonik gelingt mit dem neuen tektonischen Konzept von FRANK (1987) in überraschender Weise. Darüber hinaus weist der architektonische Bauplan der kompressiven Tröge mit synorogener Sedimentation auf eine direkte Kontrolle durch den Deckentektonismus. Wenn heute Cenoman-/Gosau-Vorkommen an Bewegungsbahnen von Decken gekoppelt sind, diese im S von höheren tektonischen Einheiten überfahren werden und die gravitativen Sedimente (debris flow, Olisthostrom) eine Versteilung der Hangschultern anzeigen, dann steht die strukturelle Anlage von Decken im direkten Zusammenhang mit der entsprechenden Sedimentation.

Nach den Gesetzmäßigkeiten der Plattentektonik ist die Kinematik der Decken an Unterschiebungsprozesse – entsprechend dem Subduktionsgeschehen am aktiven Kontinentalrand – gebunden. Eine mögliche Ausnahme hiervon stellt die Eingleitung juvavischer Einheiten auf Grund der Krusteninhomogenität dar. Der Ursprungsort der strukturellen, architektonischen Anlage des späteren Deckenbaus liegt im N vor der zukünftigen Deckenstirn und ist zunächst an eine kompressive Einmuldung – mit korrespondierender Antiklinale(n) (in der tiefen Gosau das Regime der Rudisten-Biolithite!) – gebunden. Diese erfährt eine zunehmende Einengung mit der Versteilung der Trogschultern, so daß hieraus eine synorogene Sedimentation – debris flow/Olisthostrom: Hohe Licht (Gosau), Muttekopf (Gosau), Brandenberg (Gosau), Eiberg (Gosau), Bad Reichenhall/Salzburg (Gosau), Gosau (Gosau), außerdem das Cenoman der Griesbachalm – entspringt. Die Geometrie der Mulden verkörpert bezüglich der Sedimentologie und der Faziesverteilung exakt das architektonische Bild, das HERTWECK (1961, Abb. 3) bei der schematischen Darstellung der tektonischen Entwicklung der voralpinen Decken in den niederösterreichischen Kalkalpen zeichnet.

Die asymmetrischen Mulden besitzen einen langen, rampenförmigen, flachen, nach S einfallenden N-Schenkel, welcher primär den Charakter der Sedimentation bestimmt, und einen kurzen, steilen S-Abhang. Dieser übernimmt die Funktion einer Deckenstirn der nächst höheren Einheit, wenn im Zuge steigender Kompression im Mulden-Tiefsten die Flexur eine Abscherung entlang einer flachen Störung erfährt. Derartige Mulden gehorchen dem Grundprinzip der Deckenlehre, „daß die Decken aus abgerissenen Schollen hervorgehen, also rein tektonischen Ursprungs sind" (HERTWECK, 1961: 61). Bis zu ihrer tektonischen Ausschaltung erhalten diese Mulden eine Beschickung mit synorogenen Gosausedimenten. Das flache Störungssystem im Muldenzentrum verkörpert die zukünftige Bewegungsbahn der Decke, an der die nördliche, tiefere Einheit unter die südliche, höhere Einheit (Scholle/Dek-

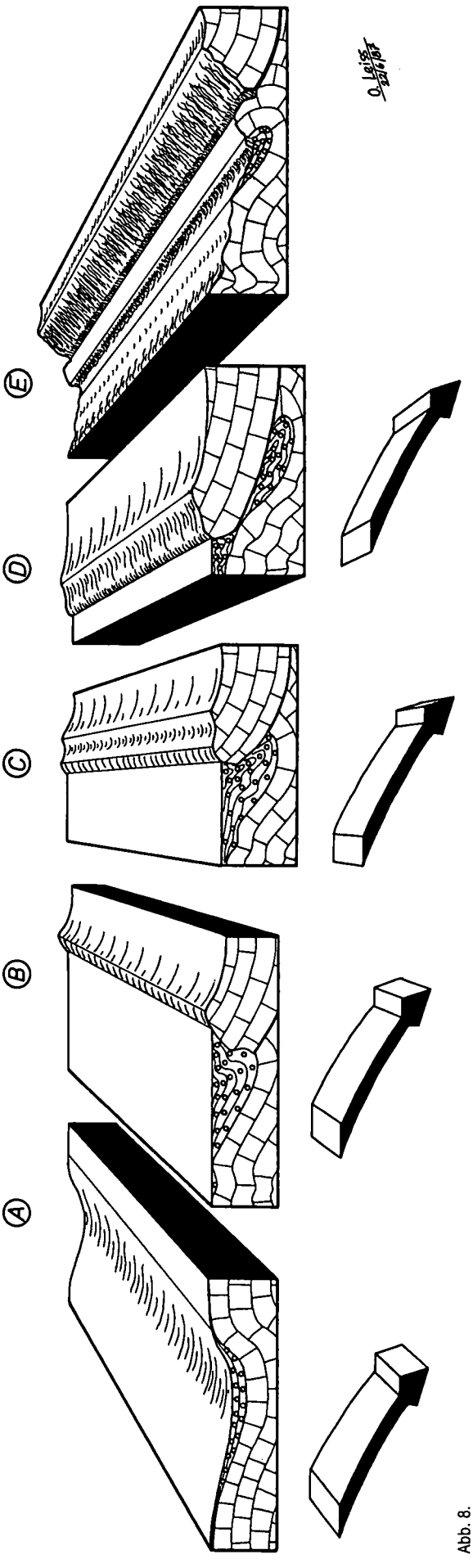

Abb. 8.
Die 5 schematischen Blocksizzen A – E zeigen die Entstehung von kompressiven Trögen mit synorogener Sedimentation. Die Tröge sind Ursprungsort sowie Zentrum der Deckenbildung. Die heutige Situation (E) stellt den geologischen Rahmen dar, wie er etwa für das Cenoman der Griesbachalm und die meisten untersuchten Gosauvorkommen gilt. Die sedimentologisch-faziellen Studien (LEISS, 1988) belegen den asymmetrischen Bau der kompressiven, intrakalkalpinen Mulden mit einem langen, rampenförmigen, flachen N-Schenkel, welcher primär den Charakter der Sedimentation bestimmt und einem kurzen, steilen, flexurartigen S-Schenkel (A). Dieser übernimmt die Funktion einer Deckenstirn, wenn im Zuge steigender Kompression im Muldentiefsten die Flexur eine Abscherung entlang einer flachen Störung erfährt. Vermutlich artikuliert sich das Stadium der Abscherung mit Olisthostromen und Olistholithen. Durch den Vorgang der Unterschiebung wird der orogene Trog mit seiner synorogenen Sedimentauffüllung (z.B. Gosau) phänomenologisch von der höheren Einheit „überfahren".

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ke) gleitet. Somit stellt die Bewegungsfläche eine listrische Fläche dar, die innerhalb der sedimentären Hüllserie des Oberostalpins Ausdruck der Kompression ist, die von den Vorgängen der Subduktion/Subfluenz im Untergrund hervorgerufen wird. Vermutlich artikuliert sich das Stadium der Abscherung mit Olistholithen und Olisthostromen. Hält der Vorgang der Unterschiebung weiterhin an, wird der kompressive Trog mit seiner synorogenen Sedimentauffüllung (Cenoman, Gosau) phänomenologisch von der höheren Einheit „überfahren". Der hier geschilderte Ablauf mag auch der Grund sein, warum viele Gosauvorkommen in der tiefen Gosau (Coniac – Santon) streng an Becken gebunden sind und niemals in der Form eines faziell einheitlich ausgebildeten „Teppichs" ±entlang einer Bewegungsbahn ausgebildet sind, wie es bei den Vorgängen der Überschiebung und der Eingleitung zu erwarten wäre.

Es ist in der Tat überraschend, wie viele untersuchte Gosau-Vorkommen eine Übereinstimmung mit dem geschilderten Modell aufweisen: Hohe Licht, Muttekopf, Brandenberg, Eiberg, Bad Reichenhall/Salzburg, Gosau; außerdem das Cenoman der Griesbachalm.

10. Schlußfolgerungen

Wesentlich für die Gestaltung des N-Randes der ostalpinen Krustenscholle ist die Umwandlung des passiven Kontinentalrandes in einen aktiven während der Unterkreide. Hierbei werden weite Bereiche des Unter- und Oberostalpins in eine kontinentale forearc-Entwicklung einbezogen. Dort entstehen im Zuge der Einengung kompressive Tröge, die entweder an Synklinalen im Vorfeld der höheren Decken gebunden sind oder die direkt mit den Bewegungsbahnen der Decken korrespondieren.

Der mesozoischen Hüllserie der ostalpinen Krustenscholle (Kalkalpin) wird im Laufe der Subduktion des Südpenninikums/Mittelpenninikums in der Kreide bei anhaltender Einengung der strukturelle Bauplan der heutigen Decken aufgeprägt. Die Deckenbildung beruht auf Unterschiebungsvorgängen entsprechend der großräumigen, plattentektonischen Vorstellungen. Die Bewegungsbahnen der kalkalpinen Decken verkörpern listrische Flächen, die parallel zur Hauptbewegungsbahn (z. B. Arosazone im W) am N-Rand der ostalpinen Krustenscholle rückwärtig innerhalb des Kalkalpins verlaufen. Während der Bewegungsvorgänge hält die Sedimentation an, und es werden auf den jeweiligen Dekken Ausschnitte und Teile der im N noch fallweise die Unt.-Mittelkreide durchlaufenden Profilsäulen deponiert. In der Oberkreide sind bis auf einige Teile („cenomane" Randschuppe, vgl. GAUPP, 1980, 1982) die tiefen Einheiten soweit abgedeckt, daß die Sedimentation nur noch auf den höheren Decken möglich ist. Die orogenen Prozesse im Untergrund produzieren tektonisch-geomorphologische Strukturschemata im rückwärtigen Kalkalpin (Oberostalpin), die in ihrer Konfiguration mit orogenen Trögen vor und an Bewegungsbahnen der Decken ein analoges Abbild der großräumigen, plattentektonischen Situation im Bereich der Randzone der ostalpinen Krustenscholle mit einem orogenen Becken (Südpenninikum) vor der subduzierenden Hauptbewegungsbahn (z. B. Arosazone im W) des Ostalpins darstellen. Durch das insgesamt flache Einfallen der Bewegungsbahnen (listrische Flächen) nach S ergeben sich pultförmige Großformen mit steilen N-Flanken (= vorstoßende Deckenfronten) und flachen, südgerichteten Rampen, auf denen sich der Materialtransport – insbesondere der Exotika – aus dem N in die südlichen intrakalkalpinen Depoträume mit Gosausedimentation vollzieht.

Ein Beitrag zur Problematik des Tauernzuschubs ist an Hand der sich in der rückwärtigen, intrakalkalpinen Position befindenden Gosau nicht möglich.

Exotisches Material stammt überwiegend extern aus dem N, dem Bereich des Subduktionskomplexes (ozeanisches Material des Südpenninikums) und dem tektonisch stark beanspruchten Kontinentalrand-Bereich des Unterostalpins (vor allem Verrucano und saures Kristallin), wobei dieses Material im W der Nördlichen Kalkalpen evtl. auch vom Mittelpenninikum (in der Muttekopfgosau?) abzuleiten ist – in diesem Falle entstammt der basische Detritus dem Restbecken (remnant basin) des Südpenninikums.

Interne Kristallinliefergebiete werden nach FAUPL & TOLLMANN (1979) und DECKER et al. (1978) für die Roßfeldschichten postuliert. Für die Roßfeldschichten ist jedoch eine Neuinterpretation bei stärkerer Berücksichtigung der individuellen Schelf-Position – finaler „Flysch" (Olisthostrom-Modell) eines intraplate-Flyschtroges – notwendig (LEISS, in Vorb.).

Basische Vulkanite sind im permischen Haselgebirge nachgewiesen und finden sich auch fallweise als Aufarbeitungsprodukte in der Gosau. Externe und interne Liefergebiete kontrollieren auch die Schüttung von nicht-kristallinen exotischen Urgongeröllen.

Auf Grund dieses Kenntnisstandes und in Übereinstimmung mit dem evolutiven Orogenese-Konzept der ostalpinen Elemente während der Kreide von FRANK (1987) wurde ein Modell zur Entstehung von kompressiven, intrakalkalpinen Trögen mit synorogener Sedimentation in Abhängigkeit des initialen Deckentektonismus entwickelt. Infolge stetiger Einengung durch Prozesse der Unterschiebung (Subduktion/Subfluenz) entstehen asymmetrische Tröge. Wenn dort im Mulden-Tiefsten die Flexur (kalkalpine Trias-Basis) eine Abscherung entlang einer flachen Störung erfährt, dann manifestiert sich der steile, kurze S-Schenkel der asymmetrischen Mulde als Stirn einer neuen höheren tektonischen Einheit (Scholle, Decke).

Dieser Vorgang der Abscherung bedingt eine zusätzliche Kompression und äußert sich in vielen Gosaubekken in Form gravitativer Resedimentationsvorgänge (debris flow, Olisthostrome mit Olistholithen). Hält der Vorgang der Raumverengung durch Unterschiebungsprozesse an, wird der kompressive Trog mit seiner synorogenen Sedimentauffüllung phänomenologisch von der höheren Einheit „überfahren". Eine Übereinstimmung mit diesem Modell zeigen die Gosau-Vorkommen: Hohe Licht, Muttekopf, Brandenberg, Eiberg, Bad Reichenhall/Salzburg, Gosau; außerdem das Cenoman der Griesbachalm. Damit steht der sedimentologisch-fazielle Befund im direkten Einklang mit den durch die Plattentektonik induzierten Vorgängen als Reaktion auf die zunehmende Raumverengung. Die Eingleitung der juvavischen Decken wird als möglicher Sonderfall auf Grund der eklatanten Krusteninhomogenität („Tethys Suture zone", DECKER et al., 1987) angesehen. Unabhängig von dieser Tatsache unterliegt der W-Teil wie der E-Teil der Nördlichen Kalkalpen einem Deformations-Schema, das seinen Ursprung vom Rand des Ostalpins nimmt und sich nachfolgend in die südli-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

chen, rückwärtigen Areale (oberstes Kalkalpin) ausweitet. Der Deckentektonismus schreitet so mit einer Zeitverschiebung weiter nach S, wobei sich offensichtlich die großräumigen, sedimentologisch-faziellen Verhältnisse auf den Decken, z. B. auf der Lechtal- und der Inntal-Decke, gleichen. Da die Dokumentation der Sedimentation auf den höheren Stockwerken (z. B. Inntal-Decke) erst später einsetzt als auf den tieferen (z. B. Lechtal-Decke), kann dieser Sachverhalt in Anlehnung an sedimentologische Prinzipien als ein diachrones Übergreifen der Faltung und des hieraus resultierenden Deckentektonismus – mit der großräumigen Fazies-Gleichheit bei einer Zeitverschiebung in Abhängigkeit der tektonischen Position – bezeichnet werden.

Bereits im Jahre 1905 erklärte BLUMER die Ausformung von Decken mit der Vorstellung einer Überfaltung. Diese Überfaltung führt bei weiterer Einengung zu abgerissenen Isoklinalfalten (vgl. dazu HERTWECK, 1961) und Schollen, aus denen später die Decken hervorgehen. Wenig später entwickelten AMPFERER (1906) und AMPFERER & HAMMER (1911) die Unterströmungstheorie, die bestens mit den Vorstellungen der modernen Plattentektonik (Subduktion ozeanischer Lithosphäre) harmoniert. Daher wird der Begriff der Überfaltung (BLUMER, 1905) entsprechend der sedimentologisch-biofaziellen Entwicklung der Gosau (Subsidenz der gosauischen Depoträume!) als eine Untermuldung verstanden. Da auch die intrakalkalpinen, synorogenen Serien der Unter- und Mittelkreide eine enge Beziehung zur Deckenausformung zeigen (LEISS – Vortrag anläßlich der 78. Jahrestagung der Geologischen Vereinigung in Jülich am 25. Feb. 1988; Publ. z. Druck eingereicht) wird der Begriff der Untermuldung als Motor der Deckenbildung auf die Kalkalpen übertragen. Hieraus ergibt sich für die Decken der Kalkalpen eine relative Autochthonie ohne interne Fernschübe.

Dagegen erfahren die Kalkalpen in ihrer Gesamtheit als Deckenstapel (diachrone Ausformung ohne Phasen) einen Ferntransport durch die Subduktion des Südpenninikums. Die Hauptbewegungsbahn der Kalkalpen ist im W als Arosazone bekannt, die sich auch noch weit nach E fortsetzt. Klare Hinweise ergeben sich z. B. mit dem südpenninischen Gabbrokomplex von Vitz-a.-B. (Ophiolithite gemäß der STEINMANN-Trinität als Ozeanbodenanzeiger) im Wolfgangseefenster. Diese Anordnung einer weithin aushaltenden Bewegungsbahn deckt sich mit den Erkenntnissen der modernen Plattentektonik.

Literatur

AMPFERER, O.: Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. – Jb. d. k. k. geol. R.-A., **56**, 539–622, 42 Abb., Wien 1906.

AMPFERER, O.: Über die Gosau des Muttekopfs. – Jb. K. u. K. geol. R.-A., 1912, **62**/2, 289–310, 4 Abb., 2 Taf., Wien 1912.

AMPFERER, O.: Über Kantengeschiebe unter den exotischen Geröllen der niederösterreichischen Gosau-Schichten. – Jahrb. Geol. R.-A., **66**/1, 137–138, 10 Abb., Wien 1916.

AMPFERER, O.: Über die Kohleführenden Gosauschichten des Brandenberger- und Thierseertales in Tirol. – Jb. Geol. Staatsanst., **71**, 149–158, 5 Abb., Wien 1921.

AMPFERER, O.: Über die Verwendung der Schuttausstrahlung zur Erkenntnis der Gebirgsverschiebungen. – Jb. Geol. B.-A., **24** (1924), 117–134, 5 Abb., Wien 1925.

AMPFERER, O.: Beiträge zur Geologie der Muttekopfgosau. – Verh. Geol. B.-A., **8**, 181–196, 9 Abb., Wien 1930.

AMPFERER, O.: Geologischer Führer für das Kaisergebirge. – Geol. B.-A., 131 S., 54 Abb., Wien 1933.

AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. – Jb. d. k. k. geol. R.-A., **61**, 3/4, 531–710, 50 Abb., 3 Taf., Wien 1911.

AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. – Geol. B.-A., 122 S., 26 farb. Abb., Wien 1932.

AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th.: Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. – Jb. Geol. R.-A., Wien, **59**, 289–332, 28 Abb., Wien 1909.

BIRKENMAYER, K.: Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. – Stud. Geol. Polonica, **88**, 7–32, 5 Abb., Warschau 1986.

BLAKE, M. C. & JONES, D. L.: Origin of Franciscan Melanges in Northern California. – In: DOTT, R. H. jr. & SHAVER, R. H. (Hrsg.): Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation, S. E. P. M. Spec. Publ., **19**, 345–357, 1 Abb., 1 Tab., Tulsa 1974.

BLUMER, E.: Geologische Monographie vom Ostende der Säntisgruppe. – Beitr. z. geol. Kt. Schweiz, **XVI** (III), 518–638, 19 Abb., 5 Tab., Bern 1905.

BÖGEL, H. & SCHMIDT, K.: Kleine Geologie der Ostalpen. – 231 S., 101 Abb., 9 Tab., 4 Taf., 2 Falttaf., Thun (Ott) 1976.

BOUMA, A. H.: Continental slopes. – In: DOYLE, L. J. & PILKEY, O. H. jr. (Hrsg.): Geology of Continental Slopes. – S. E. P. M. Spec. Publ., **27**, 1–16, 8 Abb., 1 Tab., Tulsa 1979.

BRINKMANN, R., GUNDLACH, K., LOETGERS, H. & RICHTER, W.: Mesozoische Epirogenese und Paläogeographie in den österreichischen Nordalpen. – Geol. Rdsch., **28**, 438–447, 3 Abb., Stuttgart 1937.

BUTT, A. & HERM, D.: Paleo-oceanic aspects of the Upper Cretaceous geosynclinal sediments of the Eastern Alps. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (Hrsg.): Alps Apennines Hellenids, Int. Union comm. Geodynam. Sci. Rep., **38**, 87–95, 2 Abb., Stuttgart 1978.

ĆIRIĆ, B. M.: Complèxe ophiolithique et formations comparables dans les Dinarides. – Mémoires, **XXIII**, 1–44, 32 Abb., 1 geol. Kt., Belgrad 1984.

CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sonderh. G., 11–35, 2 Abb., 3 Taf., Wien 1965.

COOK, H. E.: Ancient Carbonate Platform Margins, Slopes and Basins. – In: COOK, H. E., HINE, A. C. & MULLINS, M. T.: Platform Margin and Deep Water Carbonates. – S. E. P. M. Short Course, **12**, 1–189, 136 Abb., Tulsa 1983.

COOK, H. E., FIELD, M. E. & NORMARK, W. R.: Continental slopes. – In: SCHOLLE, P. A. & SPEARING, D. (Hrsg.): Sandstone Depositional Environments. – A. A. P. G. Mem., **31**, 329–364, 76 Abb., 2 Tab., Tulsa 1982.

CORNELIUS, H. P.: Die kristallinen Schollen im Retterschwangtale (Allgäu) und ihre Umgebung. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **14**, 1–84, 1 Tab., 1 Abb., Wien 1921.

DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A.: Klastische Entwicklung im Neokom der Reichraminger Decke (Ennstal, O.Ö.). – Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S 15, Teilprojekt 15/II, **1983**, 135–143, 1 Abb., 1 Tab., Graz (Univ. Druck) 1983.

DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A.: Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 126–141, 7 Abb., 2 Tab., Wien (Deuticke) 1987.

DEWEY, J. F., PITMAN, W. C., RYAN, W. B. F. & BONNIN, J.: Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. – Geol. Soc. Amer. Bull., **84**/4, 3137–3180, 18 Abb., Boulder 1973.

DICKENSON, W. R. & SEELY, D. R.: Structure and Stratigraphy of Forearc Regions. – A. A. P. G. Bull., **63**/1, 2–31, 13 Abb., Tulsa 1979.

DIETRICH, V.: Plattentektonik in den Ostalpen – eine Arbeitshypothese. – Geotekt. Forsch., **50**, 1–84, 4 Abb., 3 Tab., 1 Kt. (Beil.), Stuttgart 1976.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

DIETRICH, V. J. & FRANZ, U.: Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). – Geotekt. Forsch., **50**, 85–109, 7 Abb., 2 Tab., 1 Profiltaf., Stuttgart 1976.

DOUGLAS, R. G. & HEITMANN, H. L.: Slope and Basin Benthic Foraminifera of the California Borderland. – In: DOYLE, L. J. & PILKEY, O. H. jr. (Hrsg.): Geology of Continetal Slopes, S. E. P. M. Spec. Publ., **27**, 231–246, 8 Abb., 2 Tab., Tulsa 1979.

EBNER, F.: Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1 : 50.000 der Naturpotentialkarte „Mittleres Murtal". – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **44**, 99–131, 1 Tab., 2 geol. Kt. 1 :50.000, Graz 1983.

ERHART, H.: Bio-rhexistasie, biostasie évolutive, hétérostasie. Importance de ces notions en géologie minière exogène. – Compt. Rend. Acad. Sci., **263**, 1048–1051, Paris 1966.

ERKAN, E.: Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **65** (1972), 33–108, 18 Prof., Taf. 1–6, Wien 1973.

FAUPL, P.: Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 81–110, 7 Abb., Wien 1978.

FAUPL, P.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Walserberg-Serie bei Salzburg. – Mitt. Österr. geol. Ges., **77**, 33–36, Wien 1984.

FAUPL, P. & TOLLMANN, A.: Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der Kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rdsch., **68/1**, 93–120, 10 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1979.

FIELD, M. E.: & CLARKE, S. H. jr.: Small-Scale Slumps and Slides and their Significance for Basin Slope Processes, Southern California Borderland. – In: DOYLE, L. J. & PILKEY, O. H. jr (Hrsg.): Geology of Continental Slopes. – S. E. P. M. Spec. Publ., **27**, 223–230, 6 Abb., Tulsa 1979.

FLÜGEL, H. W.: Problematik und Bedeutung der Herkunft der Gerölle der Mittelsteirischen Gosau. – Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S 15/4, Teilprojekt 15/10, **1983**, 109–119, Graz (Vervielfält.) 1983.

FRANK, W.: Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – Jber. 1982, Teilprojekt 15/02, Hochschulschwerpkt. S 15, **1983**, 249–262, 1 Abb., 1 Tab., Graz 1983.

FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. – 379–406, 9 Abb., 1 Tab., Wien (Deuticke) 1987.

FREIMOSER, M.: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Berg/Obb. und Salzburg. – Geologica Bavarica, **66**, 7–91, 8 Abb., 2 Tab., 6 Beil., München 1972.

FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rdsch., **65**/2, 375–393, 3 Abb., Stuttgart 1976.

FRISCH, W.: Die Alpen im westmediterranen Orogen – eine plattentektonische Rekonstruktion. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **24**, 263–275, 5 Abb., Wien 1977.

FRISCH, W.: A plate tectonics model of the Eastern Alps. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K.: Alps Apennines Hellenids, Int.-Union Comm. Geodynam. Sci. Rep., **38**, 167–172, 3 Abb., Stuttgart 1978.

FRISCH, W.: Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean. – Geol. Rdsch., **70**/2, 402–411, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1981.

FRISCH, W., GOMMERINGER, K., KELM, U. & POPP, F.: The upper Bündner Schiefer of the central Tauren Window – A key to understanding Eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 55–69, 8 Abb., Wien (Deuticke) 1987.

FUCHS, W.: Geotektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. – Jb. Geol. B.-A., **127**/4, 571–631, 9 Abb., 1 farb. Kt. 1 : 500.000, Wien 1985.

GANSS, O.: Sedimentation und Tektonik in den Kalkalpen zwischen Schliersee und dem Inntal. – Z. deutsch. geol. Ges., **102**/II, 203–211, 5 Abb., Hannover 1951.

GAUPP, R.: Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des West-Teils der Nördlichen Kalkalpen. – Unveröff. Inaug.-Diss. TU München, 282 S., 100 Abb., 7 Tab., München 1980.

GAUPP, R.: Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – Zitteliana, **8**, 33–72, 14 Abb., 3 Tab., Taf. 12–14, 1 Falttaf., München 1982.

GAUPP, R.: Die paläogeographische Bedeutung der Konglomerate in den Losensteiner Schichten (Alb, Nördliche Kalkalpen). – Zitteliana, **10**, 155–171, 7 Abb., 2 Taf., München 1983.

GOLLNER, H., SCHIRNIK, D. & TSCHELAUT, W.: Exotische Karbonatgerölle der „Mittelsteirischen Gosau". – Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S 15(4), Teilprojekt 15/10, **1983**, 85–108, 3 Abb., Graz (Univ.-Druck) 1983.

GOLLNER, H., SCHIRNIK, D. & TSCHELAUT, W.: The Problem of the Southalpine clasts in the „Mittelsteirische Gosau". – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 156–163, 2 Abb., 1 Tab., Wien (Deuticke) 1987.

GROHMANN, N.: Drift tectonics – the fundamental rhythm of crustal drift and deformation. – Geol. Rdsch., **74**/2, 267–310, 19 Abb., Stuttgart 1985.

GWINNER, M. P.: Geologie der Alpen – Stratigraphie Paläogeographie Tektonik. – 480 S., 394 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1978.

HAGN, H.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. Exkursionsführer zum 17. Europäischen Mikropaläontologischen Kolloquium in Oberbayern September 1981. – (Mit Beiträgen von verschiedenen Autoren) Geol. Bavar., **82**, 408 S., 70 Abb., 7 Tab., 13 Taf., München 1981.

HAGN, H.: Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe, SW Bad Wiessee). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **22**, 117–135, 4 Abb., Taf. 13–15, München 1982.

HAGN, H.: Die Kreide- und Alttertiär-Gerölle des Wachtberg-Schotters (Ottnang, Subalpine Molasse) N. Salzburg. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **23**, 125–150, 1 Abb., 3 Taf., München 1983.

HÄUSLER, H.: Beobachtungen und Interpretationsversuche an nachtriadischen Breccien der Radstädter Tauern und Tarntaler Berge (Unterostalpin, Salzburg–Tirol). – Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S 15, Teilprojekt 15/14, **1983**, 167–193, 14 Abb., Graz (Univ.-Druck) 1983.

HÄUSLER, H.: The northern Austroalpine margin during the Jurassic: Breccias from the Radstäter Tauern and Tarntaler Berge. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. – 103–111, 2 Abb., Wien (Deuticke) 1987.

HECKEL, P. H.: Recognition of ancient shallow marine environments. – In: RIGBY, J. K. & HAMBLIN, Wm. K. (Hrsg.): Sedimentary environments. – S. E. P. M. Spec. Publ., **16**, 226–286, 15 Abb., Tulsa 1972.

HERM, D.: Zur Geologie der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. 2. Kalkalpin. 2.3.2. Höhere Oberkreide. – In: HAGN, H. et al. (Hrsg.): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht, Geologica Bavarica, **82**, 22–26, 1 Abb., München 1981a.

HERTWECK, G.: Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpathischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Wien, **12**, 3–84, 6 Taf., Wien 1961.

HESSE, R.: Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Schrittweiser Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. – Geologica Palaeontologica, Sonderbd., **2**, 1–55, 12 Taf., Marburg (Elwert) 1973.

HESSE, R. & BUTT, A.: Paleobathymetry of Cretaceous Turbidite Basins of the East Alps Relative to the Calcite Compen-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sation Level. – J. Geol., **84**, 505–533, 12 Abb., 1 Tab., Chicago 1976.

HÖFLING, R.: Faziesverteilung und Fossilvergesellschaftungen im karbonatischen Flachwasser-Milieu der alpinen Oberkreide (Gosau-Formation). – Münchener Geowissenschaftl. Abh., Reihe A., **3**, 206 S., 53 Abb., 18 Taf., München 1985.

JOHN, C. v.: Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergute. – Jb. Geol. R.-A., **49**, 247–258, Wien 1899.

KAUFFMANN, E. G. & SOHL, N. F.: Structure and evolution of Antillean Cretaceous rudist frameworks. – Verh. Naturf. Ges. Basel, **84** (Kugler Festschr.): 399–467, 27 Abb., Basel 1974.

KIRCHNER, Ch. E.: Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. – Mitt. österr. Ges., **71/72** (1978/79), 385–396, 6 Abb., 2 Tab., Wien 1980.

KIRSCH, K.-H.: Mikropaläontologische Untersuchungen in der kalkalpinen Randschuppe zwischen Bad Wiessee und Lenggreis/Obb. mit besonderer Berücksichtigung der Tratenbach-Schichten. – Unveröff. Dipl.-A., Inst. f. Paläont. u. Hist. Geol. München, 170 S., 22 Abb., 23 Taf., 2 geol. Kt., 1 Profiltaf., München 1985.

KOCH, K. E. & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Faziesuntersuchungen in Jura und Unterkreide der westlichen Lechtaler Alpen. – Verh. Geol. B.-A., **1959**, 179–200, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1959.

KOCKEL, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **15** (1922), 63–184, 4 Abb., Wien 1923.

KRALIK, M.: Geochronologie schwach metamorpher Tonschiefer und Karbonatgesteine am S-Rand der Nördlichen Kalkalpen. – Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S 15, Teilprojekt 15/02, **1983**, 7–16, Graz 1983.

KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, M.: Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke zone: Illite-crystallinity data and isotopic ages. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 164–176, 4 Abb., 1 Taf., Wien (Deuticke) 1987.

KRUMM, H.: Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge – ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. – Geol. Rdsch., **73**/1, 223–257, 13 Abb., Stuttgart 1984.

LEISS, O.: Die Kontrolle des Sedimentationsgeschehens und der Biofazies durch evolutive orogenetische Prozesse in den Nördlichen Kalkalpen am Beispiel von Gosauvorkommen (Coniac-Santon). – Documenta naturae, **43**, 95 S., 72 Abb., 18 Tab., 3 Taf., München 1988.

LEISS, O.: New Aspects to geodynamics and orogeny due to basin analysis of synorogenic Cretaceous deposits within the Northern Calcareous Alps. – 20 S., 12 Abb., Aufsatz zum Vortrag auf der 78. Jahrestag. d. Geol. Vereinigung am 25. Feb. 1988 in Jülich, (in Vorb.).

LEISS, O.: Der Bauxit und die lateritisch-bauxitischen Ablagerungen der tiefen Gosau (Turon/Coniac) in den Nördlichen Kalkalpen. – In Vorbereitung.

LEISS, O. & MOUSSAVIAN, I.: Neue Ergebnisse zur Muttekopfgosau. – (in Vorb.).

LÖCSEI, J.: Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvoralpen. – Jb. Geol. B.-A., **117**, 17–54, 8 Abb., 1 Tab., 3 Taf. (Beil. 3–5), Wien 1974.

LÖGTERS, H.: Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold von Buch-Denkmals. – Jb. d. oberösterr. Musealvereines, **87**, 371–435, 15 Abb., 1 geol. Kt. 1 : 75.000, Linz.

MIDDLETON, G. V.: Coarse sediments deposited at base of continental slope by sediment-gravity flows (examples from Northern Appalachians). – A. A. P. G. – S. E. P. M. Abs. Ann. Mtg., **1978**, 94–95, Tulsa 1978.

MOORE, D. G.: Reflection Profiling Studies of the California Borderland: Structure and Quaternary Turbidite Basins. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **107**, II+142 S., 25 Abb., 1 Tab., 18 Taf. (4 Beil.), Boulder 1969.

MÜLLER, K.: Das „Randcenoman" der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. – Geol. Rdsch., **62**, 54–96, 6 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1973.

NAGEL, K.-H., SCHÜTZ, K.-J., SCHÜTZ, S., WILMERS, W. & ZEIL, W.: Die geodynamische Entwicklung der Thiersee- und der Karwendelmulde (Nördliche Kalkalpen). – Geol. Rdsch., **65**, 536–557, 12 Abb., Stuttgart 1976.

NARDIN, T. R., EDWARDS, B. D. & GORSLINE, D. S.: Santa Cruz Basin, California Borderland: Dominance of Slope Processes in Basin Sedimentation. – In: DOYLE, L. J. & PILKEY, O. jr. (Hrsg.): Geology of Continental Slopes, S. E. P. M., Spec. Publ., **27**, 209–222, 10 Abb., Tulsa 1979.

NELSON, C. M. & NILSEN, T. H.: Depositional trends of modern and ancient deep sea fans. – In: DOTT, R. H. & SHAVER, R. M. (Hrsg.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation, S. E. P. M., Spec. Publ., **19**, 69–91, 7 Abb., 4 Tab., Tulsa 1974.

NORMARK, W. R.: Submarine canyons and fan valleys: factors affecting growth patterns of deep-sea fans. – In: DOTT, R. H. & SHAVER, R.-M. (Hrsg.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation, S. E. P. M., Spec. Publ., **19**, 56–68, 5 Abb., Tulsa 1974.

OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 115–145, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1968.

OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs. – 695 S., 164 Abb., Wien (Springer) 1980.

OBERHAUSER, R.: Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflysch des Rätikon. – Jb. Geol. B.-A., **126**/1, 71–93, 5 Abb., 6 Taf., Wien 1983.

PLÖCHINGER, B.: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **107**, 11–69, 9 Abb., 2 Taf., Wien 1964.

PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Wolfgangseegebiets 1 : 25.000. – Geol. B.-A., 92 S., 16 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien 1973.

POLŠAC, A.: Upper cretaceous biolithic complexes in a subduction zone: Example from the Inner Dinarides, Yugoslavia. – In: TOOMEY, D. F. (Hrsg.): European fossil reef models, S. E. P. M., Spec. Publ., **30**, 447–472, 19 Abb., Tulsa 1981.

PREY, S.: Notizen zum Problem des zentralalpinen Mesozoikums. – Verh. Geol. B.-A., **1963**, 61–68, Wien 1963.

PREY, S.: Erläuternde Beschreibung des Nordteiles der geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg, 1 : 50.000. Flyschzone, Walserbergserie, Gosau im Nordrand der Kalkalpen und Quartär. – Verh. Geol. B.-A., **1980**/3, 281–325, 2 Abb., Wien 1980.

RICHTER, D.: Olisthostrom, Olistholith, Olisthothrymma und Olisthoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentationsvorgängen infolge synsedimentärer tektogenetischer Bewegungen in Geosynklinalbereichen. – N. Jb. Paläont. Abh., **143**/3, 304–344, 21 Abb., Stuttgart 1973.

RICHTER, D.: Grundriß der Geologie der Alpen. – 213 S., 101 Abb., Berlin – New York (de Gruyter) 1974.

RICHTER, M., CUSTODIS, A., NIEDERMAYER, J. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. – Z. deutsch. geol. Ges., **91**, 649–704, 2 Taf., 1 geol. Kt., Berlin 1939.

RÖDER, D.: Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. – Z. deutsch. geol. Ges., **127**, 87–103, 11 Abb., Hannover 1976.

SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W.: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 165–193, 2 Abb., Wien 1973/74.

SCHULZ, O.: Neue Beiträge zur Geologie der Gosau-Schichten des Brandenberger Tales (Tirol). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **95**/1, 10 Abb., 1 Tab., 1 Kt., Stuttgart 1952.

STANLEY, D. J. & UNRUG, R.: Submarine Channel Deposits, Fluxoturbidites and other Indicators of Slope and Base-of-Slope Environments in Modern and Ancient Marine Basins. – In: RIGBY, J. K. & HAMBLIN, Wm. K. (Hrsg.): Recognition of Ancient Sedimentary Environments, S. E. P. M., Spec. Publ., **16**, 287–340, 40 Abb., Tulsa 1972.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

STAUFFER, P. H.: Grain-Flow Deposits and their Implications, Santa Ynez Mountains, California. – J. Sed. Petrol., **37**/2, 487–508, 17 Abb., Tulsa 1967.

THIELE, O.: Das Tauernfenster. – In: OBERHAUSER, R. (Wiss. Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 300–314, Abb. 77–81, Wien (Deuticke) 1980.

TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **10**, 3–62, 1 Taf., Wien 1959.

TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – VIII+256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963.

TOLLMANN, A.: Zur Fortsetzung des Brianconnais in den Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 469–478, Wien 1964a.

TOLLMANN, A.: Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14** (1963), 81–88, 1 Taf., Wien 1964b.

TOLLMANN, A.: Zur alpidischen Phasengliederung in den Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. wiss., math.-naturw. Kl., **101**, 237–246, Wien 1964c.

TOLLMANN, A.: Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., **114**, 273–360, 49 Abb., 2 Taf., Wien 1971.

TOLLMANN, A.: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. – XXII+404 S., 170 Abb., Wien (Deuticke) 1973.

TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976a.

TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – 449 S., 130 Abb., separater Tafelband, 7 Taf., Wien (Deuticke) 1976b.

TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – VIII+256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1976c.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band I. – 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke) 1977.

TOLLMANN, A.: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. – Mitt. Österr. Geol. Ges. Wien, **69** (1976), 291–352, 11 Abb., Wien 1978.

TOLLMANN, A.: Geology and tectonics of the Eastern Alps (middle section). – Abh. Geol. B.-A., **34**, 197–255, 52 Abb., Wien 1980.

TOLLMANN, A.: Altalpidische Tektonik in der Hallstätter Zone. – Jber. 1980 Hochschulschwerpkt. S 15, **1981**, 157–184, Graz 1981.

TOLLMANN, A.: Entstehung und früher Werdegang der Tethys mit besonderer Berücksichtigung des mediterranen Raumes. – Mitt. österr. geol. Ges., **77**, 93–113, 4 Abb., Wien 1984.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Bd. II, Außerzentralalpiner Anteil. – 710 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke) 1985.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Bd. III. – 718 S., 145 Abb., Wien (Deuticke) 1986.

TOLLMANN, A.: Late Jurassic/Neocomian gravitational tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. – 112–125, 6 Abb., Wien (Deuticke) 1987a.

TOLLMANN, A.: The Alpidic Evolution of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 361–378, 8 Abb., Wien (Deuticke) 1987b.

TRAUTH, F.: Über die Gliederung der östlichen Nordalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **29**, 473–573, 1 Kt., Wien 1937.

TRÜMPY, R.: Der Werdegang der Geosynklinale. – Geol. Rdsch., **50**, 4–7, Stuttgart 1960.

TRÜMPY, R.: Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps. A presumed former continental margin and its problems. – Amer. j. Sci., **275**A, 209–238, 5 Abb., New Haven 1975.

WAGREICH, M.: Zur Lithofazies der Gosauschichten im Gebiet von Gosau und Russbach (Oberösterreich und Salzburg). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **121** (1985), 13–17, Wien 1985.

WEIDICH, K. F.: Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtfauna der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman – Untercampan) der Bayerischen Alpen. – Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F. **162**, 151 S., 51 Abb., 21 Taf., München 1984a.

WEIDICH, K. F.: Über die Beziehungen des „Cenomans" zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. – Geol. Rdsch., **73**/2, 517–566, 11 Abb., Stuttgart 1984b.

WEIDICH, K. F.: Stratigraphie der Branderfleck-Schichten (Untercenoman – Untercampan) in den Bayerischen Kalkalpen. – Schriftenr. Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss., **7**, 221–261, 13 Abb., 4 Taf., Wien 1984c.

WHITAKER, J. H. McD.: Ancient submarine canyons and fan valleys. – In: DOTT, R. H. & SHAVER, R.-M. (Hrsg.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation, S. E. P. M., Spec. Publ., **19**, 106–125, 3 Abb., 1 Tab., Tulsa 1974.

WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 89–119, 4 Abb., 18 Tab., 1 Taf., Wien 1963.

WOPFNER, H.: Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Muttekopf-Gebietes (Tirol). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **100**/1, 11–82, 9 Fig., 5 Abb., 3 Profile, 5 Diagr., Stuttgart 1954.

WOPFNER, H.: Permian deposits of the Southern Alps as product of initial alpidic taphogenesis. – Geol. Rdsch., **73**/1, 259–277, 7 Abb., Stuttgart 1984.

ZACHER, W.: Die Kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **6**, 213–228, 4 Abb., München 1966.

ZEIL, W.: Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **103**, 375–412, 8 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1956.

ZIRKL, E.: Der Melaphyr von Hallstatt. – Jb. Geol. B.-A., **100**, 139–178, 5 Abb., Taf. 11–14, Wien 1957.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 15. Juli 1988.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1988

Band/Volume: 131

Autor(en)/Author(s): Leiß Otto

Artikel/Article: Die Stellung der Gosau (Coniac-Santon) im großtektonischen Rahmen (Lechtaler Alpen bis Salzkammergut, Österreich) 609-636