

Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck	ISSN 0378-6870	Bd. 12	7	S. 123-154	Ibk., Nov. 1982
--------------------------------	----------------	--------	---	------------	-----------------

GEOLOGISCH-TEKTONISCHE UNTERSUCHUNGEN IN DEN SÜDÖSTLICHEN LECHTALER ALPEN (NÖRDLICHE KALKALPEN, TIROL)

von P. Niederbacher*)

mit 15 Abbildungen, 2 Tabellen, 3 Photos und 3 Beilagen

Zusammenfassung

Im Arbeitsgebiet (südöstliche Lechtaler Alpen, Tirol) war die Inntaldecke (Oberostalpin) das Ziel der Untersuchungen.

Sie zeigt im Nordteil (Hauptkörper der Inntaldecke) einen weitgespannten WSW-ENE-streichenden Großfaltenbau. Von Norden nach Süden sind es die Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde, der Gurgltalsattel und die Tschirgantnordmulde. Die Tschirgantstörung, eine südvergente Aufschiebung, markiert den zerscherten First des Tschirgantsattels, dessen Existenz nun bis zum Südfuß des Lagers gesichert erscheint. Daher läßt sich die Deutung dieser tektonischen Trennfläche als Deckengrenze nicht aufrecht erhalten.

Für den Bereich südlich der Tschirgantstörung bis zum Kalkalpensüdrand wird ein ursprünglich primärer Zusammenhang angenommen. Die gesamte Nord-Südadfolge bleibt dieselbe wie bei der heutigen tektonischen Anordnung.

Die parautochthone Entstehung der Larsenscholle und deren möglicher Zusammenhang mit der Tschirgantnordmulde werden diskutiert.

Auf der Basis der geologischen Karte und einer Vielzahl von tektonischen Daten konnte die hypothetische Unterkante des Hauptkörpers der Inntaldecke ermittelt werden. Die Konstruktion gibt die Größenordnung der Tiefenlage und großräumige Trends wieder.

Durch die Einlagerung von Gosasedimenten war es möglich, vor-, intra- und nachgosauische tektonische Bewegungen zu gliedern.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Peter Niederbacher, Putzenweg 11, A-6460 Imst

Summary

The Upper Austroalpine Inntal thrust sheet in the southeastern Lechtal Alps (Tirol, Austria) is the object of this investigation.

The main part of the Inntal thrust sheet shows a large scale WSW-ENE striking fold system. From north to south: Muttekopfgosau-Sinnesbrunn syncline, Gurgltal anticline and northern Tschirgant syncline. The Tschirgant fault, a southerly directed fault, develops from the faulted hinge of the Tschirgant anticline. The existence of this anticline now seems to be proved as far as the southern slope of the Lagers mountain. So it is not possible to interpret the Tschirgant fault as the tectonic border of two different thrust sheets.

Southerly of this area all tectonic units seem to be in their original relative paleogeographic order.

The parautochthonous origin of the Larsenn unit and its possible connection with the northern Tschirgant syncline are discussed.

Based on the geological map and a lot of structural data the hypothetical draught of the Inntal thrust sheet was determined. The reconstruction shows its dimension and regional trends.

From the superposition of Gosau sediments (Upper Cretaceous) on Hauptdolomit (Norian) it is possible to divide the tectonic movements into pre-, intra- and post-Gosau events.

Inhalt

1. Einleitung
2. Stratigraphische Übersichtstabelle
3. Zur geologischen und tektonischen Karte
4. Beschreibung der tektonischen Hauptstrukturen
5. Rekonstruktion der Unterkante des Inntaldeckenhauptkörpers
6. Interpretation der geologisch-tektonischen Verhältnisse
7. Paläogeographie des Ladins
8. Gliederung der tektonischen Bewegungen und ihre zeitliche Zuordnung

Beilagen

1. Einleitung

Der Raum der Lechtaler Alpen in der Umgebung von Imst bietet interessante geologische Verhältnisse. Er ist durch die eindrucksvoll aufgeschlossene Muttekopfgosau bekannt, das größte und höchstgelegene westliche Vorkommen von Gosausedimenten in den Ostalpen.

Dieses Arbeitsgebiet umfaßt Areale der oberostalpinen Inntal- und Lechtaldecke, deren Strukturen im Laufe der Erforschungsgeschichte unterschiedliche, zum Teil auch gegensätzliche Deutungen erfuhren.

Die Geländearbeit im Rahmen der Dissertation (NIEDERBACHER, 1981) umfaßte eine geologische Kartierung (1:10 000), die Sammlung strukturgeologischer Daten und die Aufnahme von Profilen in den Partnachsichten.

Neben der Kartierung ergab sich die Aufgabe, neuere geologische Detailbearbeitungen von KRAUS (1965, westliche Heiterwand), KROLL (1965, östliche Heiterwand), RENATUS (1968, Larsenscholle) und GROTTENTHALER (1968, Tschirgant) in einen größeren Zusammenhang zu bringen und den Daten der tektonischen Karte der Nördlichen Kalkalpen von TOLLMANN (1970 b) gegenüberzustellen. Daher bezog sich das spezielle Interesse auf den Kalkalpensüdbereich (Problem der Grenzziehung der Inntaldecke). Einen weiteren Aspekt erhielt die Arbeit durch die Frage nach der Tiefenlage der Unterkante der Inntaldecke, abzielend auf das Problem, ob sich Strukturen des tieferen Untergrunds in den höheren Deckenbereichen durchpausen.

Aus der Vielfalt der Detailfragen ergaben sich folgende Problemkreise:

Tektonik:

Südbegrenzung der Inntaldecke.

Fortsetzung des Tschirgantsattels nach Westen.

Abwicklung der Bereiche südlich des Inntaldeckenhauptkörpers und ihre paläogeographischen Konsequenzen.

Lage der Unterkante der Inntaldecke.

Zeitlicher Ablauf und Zuordnung der Deformation.

Stratigraphie:

Mikrofazies, Sedimentologie und paläontologische Daten der Partnachsichten im Arbeitsgebiet und Paläogeographie des Ladin.

Die vorliegende Arbeit ist ein Auszug der tektonisch-strukturgeologischen und paläogeographischen Ergebnisse aus der Dissertation. Die Stratigraphie und mikrofaziellen Untersuchungen im Ladin des Arbeitsgebietes werden hier nicht näher behandelt.

2. Stratigraphische Übersichtstabelle

KREIDE	Maastricht Campan Santon	GOSAU Oberer Sedimentkomplex Rotkopfdiskordanz Unterer Sedimentkomplex	WOPFNER (1954)
	Coniac Turon Cenoman		
	Alb		
	Apt		
	Neokom	APTYCHENSCHICHTEN	
JURA	Malm	RADIOLARIT	MILLER (1963)
	Dogger	Manganschiefer	JACOBSHAGEN (1965)
	Lias	ALLGÄUSCHICHTEN ADNETER K. FLECKEN- u. BÄNDERK.	
T R I A S	Rhät	KÖSSENER SCHICHTEN } RHÄTOLIASKALK	MÜLLER-JUNGBLUTH (1967) JERZ (1966) KRAUS (1965) KROLL (1965) FRISCH (1968) HIERONYMI (1978)
	Nor	HAUPTDOLOMIT } +++ bituminös	
	Karn	ALPINE RAIBLER SCHICHTEN	
	Ladin	PARTNACHSCHICHTEN } WETTERSTEINK.	
	Anis	ALPINER MUSCHELKALK } +++ Pietra verde	
	Skyth	REICHENHALLER SCHICHTEN ALPINER BUNTSANDSTEIN	
	PALÄOZ.	Perm	
Karbon		GRAUWACKENSCHIEFER ("SILBERNE PHYLLITE")	SCHMIDEGG (1959)
Altpaläozoikum		LANDECKER QUARZPHYLLIT	

Tab. 1

3. zur geologischen und tektonischen Karte

Die Kartierungen im Gelände wurden auf der Grundlage von Vergrößerungen der ÖK 1:50 000 (Blatt 115, Reutte, und Blatt 145, Imst) auf 1:10 000 durchgeführt, die anschließend auf 1:25 000 umgezeichnet wurde. Der Tschirgant und der unmittelbare Bereich der Larsenscholle wurden von GROTTENTHALER (1968) bzw. RENATUS (1968) weitgehend übernommen, um ein abgeschlossenes, einheitliches Kartenbild als Basis für tektonische Überlegungen und Rekonstruktionen zu erhalten. Das Quartär wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht berücksichtigt (Geologische Karte siehe Beilage 1). Die Tektonische Karte (Abb. 2) gibt die wichtigsten Strukturen wieder.

Um im Text ausführliche Umschreibungen zu vermeiden, wurden bedeutende Sättel, Mulden und Störungen benannt, bzw. die bereits gebräuchlichen Namen verwendet.

4. Beschreibung der tektonischen Hauptstrukturen

Lechtaldecke im Norden

Die Unterlage der Inntaldecke bildet die zur Lechtaldecke gehörende Jungschichtenzone (Fortsetzung der Gramaiser Jungschichtenzone). Sie wird vom Hauptdolomit der Tegesantiklinale unterlagert. Die Mulde der Jungschichtenzone wird durch eine Aufsattelung, die am auffälligsten am Tschachau ausgebildet ist, unterbrochen. Über dem Hauptdolomit folgen Kössener Schichten, Adneter Kalk, Allgäuschichten, Radiolarit und Aptychenschichten. An der Deckengrenze treten Späne von Hauptdolomit auf (nördlich Dirstentritt). Der größte ist ca. 3 km lang und bis zu 500 m mächtig. Die Hauptdolomitvorkommen an der Deckengrenze können als Reste eines reduzierten Mulden-südflügels aufgefaßt werden (KROLL, 1965).

Aufgrund der Inkompetenz der Juragesteine der Jungschichtenzone können zahlreiche interne Faltungen und Schuppungen festgestellt werden.

Am Eingang des Tegestals dünnt die ansonsten bis zu 1 km mächtige Jungschichtenzone auf ca. 300 m aus. Die Fortsetzung nach E verläuft über die Nassereither Alm, nördlich des Wanneckstockes. Der unterlagernde Hauptdolomit ist über die Großstruktur der Tegesantiklinale hinaus an mehreren Stellen zusätzlich gefaltet (z.B. Buchhornsattel; KROLL, 1965, S. 38).

Nordrand der Inntaldecke

Die Basis der Inntaldecke ist bis zum Oberen Muschelkalk, fallweise Partnachschichten, oder zu den unteren Partien des Wettersteinkalkes reduziert. Mit scharfer Grenze (Inntaldeckenstörung) liegen diese Gesteine über der unterlagernden Jungschichtenzone. Diese in der Regel 65-70° S-fallende Fläche verläuft über das Gramaiser Sattelle, südlich Boden, nördlich Pfafflar, entlang dem Südabhang des Habart, Plattjoch, Nordrand der Heiterwand, nördlich des Brunwaldkopfes, durch das untere Tegestal in die Fernpaßfurche. Dort wird sie vom Nassereither Grenzblatt versetzt.

Die Aufschiebungsfläche der Inntaldecke wird von zwei Störungssystemen durchtrennt. Zum einen sind es die um 90°-Fallen pendelnden Flächen in annähernd NW-SE-Richtung, zum anderen die sogenannten "Deckelklüfte", in söhligler Lagerung, die die jeweils hangenden Bereiche etwas nach N versetzen.

Das erstgenannte System stellt in bezug auf die Achsenlage der Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde ac-Flächen dar. An diesen Störungen werden die jeweils westlich gelegenen Bereiche nach N versetzt. Die Beträge liegen im Meter- bis im Zehnermeterbereich. Die Versetzungen sind z.B. am Hinterbergjoch in den Partnachschichten besonders deutlich aufgeschlossen. Die Schleppungen deuten auf eine Horizontalbewegung hin, dies ist auch an den Harnischströmungen der Störungen im Wettersteinkalk (z.B. Gafleintal) abzulesen. Man kann annehmen, daß dieses Störungssystem nach der Auffaltung des Deckenkörpers noch einmal aktiviert wurde. Diese Bewegungen verursachten die Staffelung der Heiterwand.

Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde

Die Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde ist das beherrschende Element des Nordteils der Inntaldecke. Sie tritt im W (Galtseitenjoch, Hanauer Hütte), mit Gosausedimenten im Kern, in das Arbeitsgebiet.

Die Mulde wird von der Scharnitzsattelstörung versetzt, wobei der Westteil gegenüber dem Ostteil nach N bewegt wurde. Das Gosauvorkommen hebt südlich des Vorderen Platteins nach E aus. In der Salvesenklamm ist der Kern der Mulde durch Faltung im Zehnermeterbereich in dünnbankigem, bituminösen Hauptdolomit markiert. Die Muldenachse zieht gegen Osten, nördlich Kappakreuz, zwischen Sinnesbrunn und der Peregreithalm, süd-östlich Bremastall an den Westabhang des Gurgltals (Fernpaßfurche), auf die Höhe von Nassereith. Dort wird die Struktur durch das Nassereither Grenzblatt abgeschnitten.

Den Nordflügel der Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde bilden die Heiterwand und das Hauptdolomitmassiv des Rauchberges mit seiner Westfortsetzung. Der Südflügel ist im Gegensatz zu KROLL (1965) nicht im Hauptdolomitbereich des Tschirgant, sondern am Nordrand des Gurgltals aufgeschlossen.

Nassereither Grenzblatt

Die Fernpaßfurche um Nassereith durchbricht in NW-SE-Richtung die Inntaldecke. Daß dieses Tal einer Störung folgt, ist naheliegend, doch setzt sich die tektonische Linie nicht im nördlich anschließenden Hauptdolomit der Lechtaldecke fort. Es erhebt sich daher die Frage nach der Natur dieser Linie. Aus der Geologie der Umgebung läßt sich ablesen, daß sich die Achse der Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde nicht über eine einfache Versetzung im östlich anschließenden Gebiet verfolgen läßt. Der tektonische Bau östlich (s. BECKE, 1980) und westlich dieser Störung ist verschieden. Für diese Störung trifft die Definition als Grenzblatt (TOLLMANN, 1973, S. 349 ff) zu. Es wurde daher die Bezeichnung "Nassereither Grenzblatt" gewählt. Die Störung ist gänzlich durch das Quartär verhüllt. Sie verläuft von der Fernpaßfurche bei Nassereith vermutlich über das Mieminger Plateau Richtung Mötztal. Aus dem hypothetischen Verschnitt ergibt sich eine ca. WNW-ESE-streichende und ca. 70° SW-fallende Fläche (genetische Deutung s. Kap. Gliederung der tektonischen Bewegungen).

Nordflügel der Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde

Die Basis des Nordflügels wird überwiegend von steil S-fallendem, an der Deckengrenze stellenweise überkipptem Oberem Muschelkalk gebildet. Örtlich treten Partnachschichten (besonders im W, Bereich Habart) oder die unteren Partien des Wettersteinkalkes an die Deckengrenze heran. Die tieferen Schichtglieder wurden bei der Deckenüberschiebung amputiert. Sie treten wahrscheinlich an der Überschiebungsbahn als Schürflinge in der Tiefe auf. Der Wettersteinkalk baut den großartigen Gebirgsstock der Heiterwand, den Alpleskopf und Brunwaldkopf auf. Gegen S folgen Raibler Schichten (Pfafflartal, Heiterwandsüdseite, Gafleintal) und Hauptdolomit (nördlich der Muttekopfgosau, Kienberg, Rauchberg, Arzeinkopf, Plattein).

Faltungen im Hauptdolomit des Nordflügels:

Besonders auffällig ist die von KROLL (1965) beschriebene Spezialfaltung in der Gipfelregion des Kienberges. Das Kienbergsattel-Muldensystem kann in der Ostfortsetzung am Grat des Rauchberges beobachtet werden. Die Aufsattelung im Hauptdolomit ist im Kar südwestlich des Reißenschuhjochs besonders deutlich (s. Foto 1).

Westlich des Kienberges setzt sich die Struktur etwas komplizierter fort. Zwischen dem Hahnleskopf und dem Arzeinkopf könnte eine zerbrochene Sattelstruktur vermutet werden. Im oberen Engelkar, nördlich des Hinteren Platteins, ist ein Sattel ausgebildet.

Der Nordflügel der Muttekopfgosaumulde lagert dem Südflügel eines Hauptdolomitsattels, der die Westfortsetzung der Kienbergsspezialfaltung darstellt, auf. Dieser Sattel setzt sich gegen W vermutlich im Reichspitzsattel fort, dessen Struktur an der Ostflanke des Angerletals rekonstruiert werden kann.

Die Westflanke des Fundaistals ist mehrfach gefaltet und durch steile Störungen zerlegt. In diesen Hauptdolomit ist genau südlich Brandegg (zwischen Boden und Pfafflar) an unzugänglicher Stelle auf ca. 2000 m SH ein rotes Gestein eingelagert, dem der Ort den Namen "Rötkopf" verdankt.

Der Hauptdolomitkamm, der vom Scharnitzsattel nordwärts zum Hahntennjoch zieht, ist mehrfach verfaultet und zerschert.

Verschuppung in der östlichen Heiterwand

Die östliche Heiterwand wird von einer Aufschiebung (a. Foto 2) durchtrennt, deren Ausbiß auf weite Strecken durch das Auftreten von basalen Raibler Schichten gekennzeichnet ist. Diese von KROLL (1965) ausführlich dokumentierte Struktur führt vom Alpeil entlang der Südseite der Heiterwand zum Alpleskopf und ist von dort an nicht mehr eindeutig nach Osten zu verfolgen. Die Aufschiebungsfläche wird durch die bereits genannten ac-Flächen versetzt. Die Verschuppung ist daher älter als die letzte Nachbewegung an diesen Flächen.

Parallel zu dieser Störung verlaufende, beinahe schichtparallele Aufschiebungen im südlich anschließenden Hauptdolomit können demselben System zugerechnet werden.

Südflügel der Muttekopfgosaumulde-Sinnesbrunnmulde

Die steil N-fallenden Schichten des Hauptdolomits am Nordrand des Gurgltals zwischen Tarrenz und Nassereith bilden den Südflügel. Nach W werden die Verhältnisse, nicht zuletzt wegen der starken quartären Verhüllung des Imster Mittelgebirges, schwieriger zu deuten.

Die Muttekopfgosaumulde ist durch eine Aufsattelung im Gebiet Alpjoch-Pleiskopf in eine Hauptmulde im N und eine Teilmulde im S gegliedert. Die Gosau wird am Südschenkel von geringmächtigem Hauptdolomit über Raibler Schichten unterlagert. Die Schichten liegen steil S-fallend invers (s. Foto 3). Die Überkipfung entstand durch den Anschub der Larsenscholle.

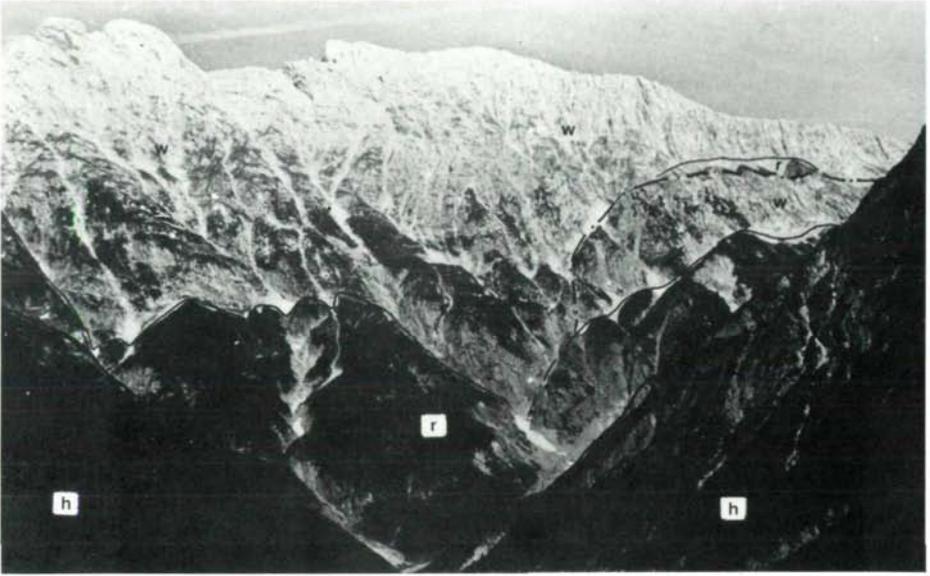


Foto 1: Verschuppung in der östlichen Heiterwand, Blick nach N zum Hauptgipfel, 2639 m

Rauchberg, 2480 m



Foto 2: Sattel-Mulde-System entlang des Rauchberges, Blick nach WSW, im Vordergrund das Reißenschuhjoch

S Larsengrat Mannkopf ödkarlekopf Pleiskopf Rotkopf Blaue Köpfe Muttekopf 2774 m N

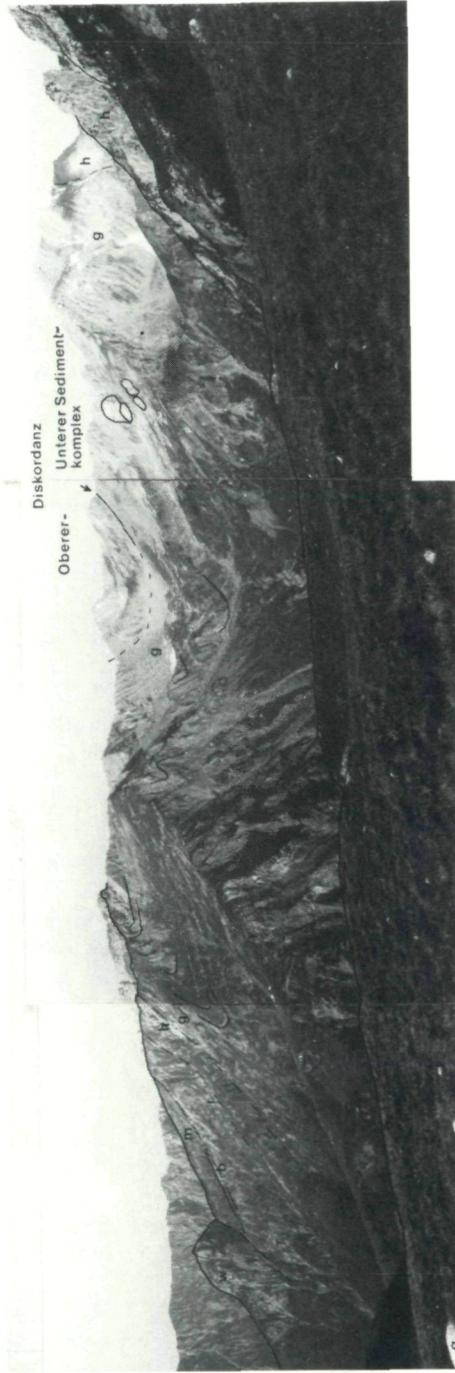


Foto 3: Panorama zwischen Mannkopf und Muttekopf, Blick von der Platteinwiese nach Westen

Gurgltalsattel

Der Gurgltalsattel kann aus den Lagerungsverhältnissen am N- und S-Rand des Gurgltals geschlossen werden. Entlang der Bundesstraße ist zwischen Tarrenz und Nassereith der steil (70°) nordfallende Nordflügel aufgeschlossen. Der Tschirgantabhang zeigt den Südflügel der Struktur.

Tschirgant-Nordmulde

Die Hauptmasse des Tschirgant nimmt die Tschirgant-Nordmulde ein. Der Kern besteht aus überwiegend S-fallendem Hauptdolomit. Die Achsenebene ist nach N überkippt. Der Südflügel der Mulde wird von Raibler Schichten, Wettersteinkalk bzw. -dolomit, der stellenweise mit Parthachschiechten verzahnt, und Muschelkalk aufgebaut. Der Wettersteinkalk ist südlich der Gratregion durch eine annähernd parallel zum Schichtstreichen verlaufende, steilstehende Störung durchtrennt. Die Tschirgant-Nordmulde ist gegen S durch die Tschirgantstörung (GROTTENTHALER, 1968) begrenzt. Diese Fläche fällt generell steil nach N ein, ist jedoch auf weite Strecken überkippt südfallend.

Nach W hin ist die Tschirgant-Nordmulde nicht mehr so deutlich ausgebildet. Die Struktur scheint sich im großen mit der Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde zu verbinden, der Gurgltalsattel läuft nach dieser Deutung aus.

Für diese undeutliche Situation im SW des Arbeitsgebietes könnte, bei Annahme einer parautochthonen Entstehung der Larsennscholle (s. Kap. Larsennscholle), ein anderer Zusammenhang angenommen werden. Hier könnte zwischen der südlichen Teilmulde der Gosau und der Einmuldung der Larsennscholle der gestörte Rest des Gurgltalsattels vermutet werden. Die Larsennscholle entspräche dann der Westfortsetzung der Tschirgant-Nordmulde.

Westlich und nordwestlich von Imst ist der Südflügel der Tschirgant-Nordmulde noch zu identifizieren. Die Grenze des Hauptdolomitareals zu den Raibler Schichten ist in der Hachleschlucht zu suchen. Die Raibler Schichten sind fast durchwegs ausgequetscht. Nur im oberen Bereich der Schlucht findet man Schiefertone an einer Vernässungszone als Anzeichen dafür.

Gegen S folgen Wettersteinkalk bzw. -dolomit (Rosengartlschlucht, Hochimst) und Muschelkalk (Nordrand des Putzelochs).

Die Störung im Putzeloch wird von GROTTENTHALER (1968) als Fortsetzung der Aufschiebung am Südrand der Tschirgant-Nordmulde (Tschirgantstörung) angesehen.

Tschirgantsattel

Der teilweise überkippte Südflügel der Tschirgant-Nordmulde, der den Gratbereich des Tschirgant aufbaut, ist gleichzeitig der Nordflügel der zerscherten Sattelstruktur, die die Gesteine südlich des Tschirgant (Hauptdolomit und Raibler Schichten) tektonisch miteinander verbindet.

Entgegen der alten Ansicht, die den Tschirgant als relativ einfach gebautes Gewölbe deutet (z.B. AMPFERER, 1930) liegt heute durch die Bearbeitung von GROTTENTHALER (1968) ein detaillierteres Bild des komplexen Baus vor.

Demnach ist der Tschirgant ein durch die Tschirgantstörung im Streichen durchtrennter Sattel. Entlang dieser Störung treten Gesteine des Sattelkerns,

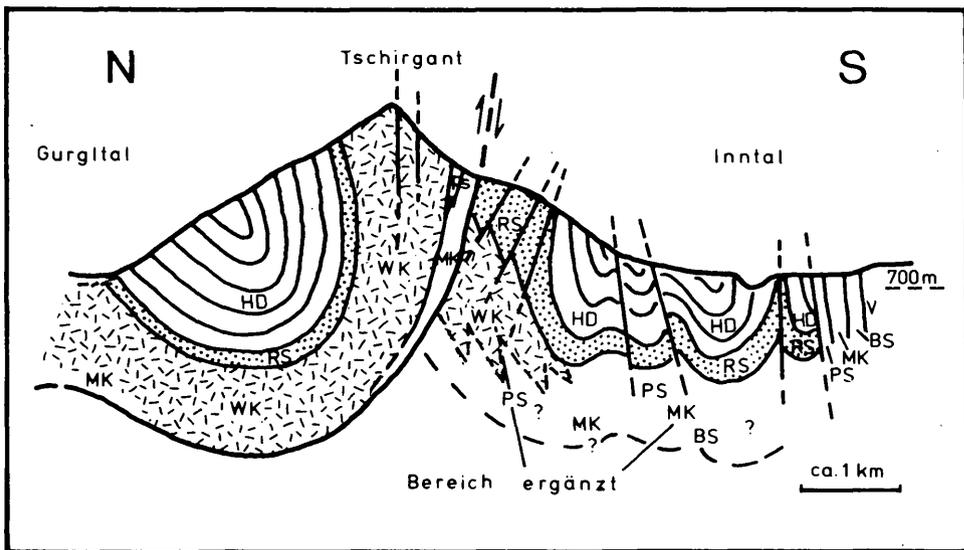


Abb. 1: Hypothetisches Sammelprofil durch den Tschirgant nach GROTTENTHALER (1968)

im wesentlichen Muschelkalk, untergeordnet Reichenhaller Schichten oder Parthachschiechten, auf. Die Gesteine des Sattelkerns sind tektonisch stark beeinflusst. Dies macht sich durch das Fehlen eines Teils der Schichtpakete (z.B. Oberer Muschelkalk; GROTTENTHALER, 1968) bemerkbar. Der Nord-schenkel des Sattels hat den Südflügel überschoben. Der Sattelsüdflügel kann nach GROTTENTHALER (1968) in die Hauptdolomitmulde am Tschirgant-südhang und die Spezialaufsattelung der Raibler Schichten im Inntal (beim Bahnhof Imst) gegliedert werden. Diese Aufsattelung entspräche dem hypo-thetischen Inntalsattel, der aus dem Auftreten älterer Schichtglieder (untere Trias) am Nord- und besonders am Südrand des Inntals geschlossen werden kann.

Westfortsetzung des Tschirgantsattels

Der Bau des Mittelgebirges westlich von Imst ist durch die beträchtliche quartäre Verhüllung, die uns wesentliche Zusammenhänge vorenthält, schwierig zu deuten.

Trotzdem liegen einige Fakten vor, die zur Rekonstruktion der Verhält-nisse dienen.

Der Bereich Scheibenbichl-Hochimst wird aus dem größtenteils unge-schichteten, stark zerklüfteten Wettersteindolomit aufgebaut. Im Bachbett unterhalb der Holzbrücke (Rosengartenschlucht, Auffahrt nach Hochimst) treten Großoolithstrukturen auf. Der Wettersteindolomit wird an der Nord-seite des Putzelochs von steil (70°) nordfallendem Muschelkalk unterlagert. Diese Zone entspricht dem Nordflügel des Tschirgantsattels. Das Putzeloch zeichnet den Verlauf einer ca. E-W-streichenden Störung nach (im N: Wetter-

steinkalk und Muschelkalk 70° nordfallend, im S: Hauptdolomit, fällt mit 25 bis 30° gegen SE), die der Tschirgantstörung östlich davon entspricht (GROTTENTHALER, 1968; RENATUS, 1968). Südlich und Südwestlich des Muschelkalkstreifens im Putzeloch konnten keine eindeutigen Raibler Schichten festgestellt werden (vgl. RENATUS, 1968; geologische Karte). Die auftretenden Dolomite sind wohl dem Hauptdolomit zuzurechnen.

Einen wesentlichen neuen Aspekt brachte die Datierung der Gesteine am Forstweg westlich Sonnberg (auf 1250 m SH) neben einer Quellfassung. Die als Raibler Schichten kartierten Gesteine (RENATUS, 1968; geologische Karte) erwiesen sich als Muschelkalk (Knollenkalke mit Pietra Verde, Langobard). Die unterhalb am Forstweg aufgeschlossenen Schiefertone, Tonmergel und Kalke können, da Sandsteine, Oolithbänke etc. fehlen, den Partnachsichten zugerechnet werden. Auch die Mikrofazies und Mikropaläontologie der eingelagerten Kalke weisen darauf hin. Der gegen W auftretende helle, tektonisierte Dolomit ist Wettersteindolomit, dessen Blei-Zinkvererzung in mehreren alten Stollen und Schächten abgebaut wurde.

Aus den Details kann folgender Bauplan abgelesen werden: Der Tschirgantsattel setzt sich zumindest bis hierher nach W fort, wobei auch am Südflügel tiefere Schichtglieder (Partnachsichten und Muschelkalk) sichtbar werden. Der Bereich ist stark gestört (uneinheitliche Lagerung), Schuppungen sind möglich. Dennoch wird der Tschirgantsattel nach W hin vollständiger. Die weitere Fortsetzung der Struktur kann in der Spießrutenspitz-Wildkarlestörung, die von TOLLMANN (1976) als Deckengrenze herangezogen wurde, gesehen werden.

Warum die Tschirgantstörung nicht als Deckengrenze bezeichnet werden kann, wird in Kap. 6, Problem der Inntaldeckensüdgrenze, behandelt.

Milser-Berg-Mulde

Der generell steil S-fallende Hauptdolomit des Milser Berges wird von RENATUS (1968) als nach N überkippte Mulde gedeutet. Geopetalgefüge am Eingang des Larsentals (RENATUS, 1968) weisen darauf hin. Gegen N kann eine Verbindung zum anschließenden Wettersteindolomit angenommen werden.

Die Raibler Schichten sind hier ausgequetscht oder wegen der mächtigen Moränenbedeckung nicht feststellbar. Im Inntal, bei Mils und den Gschnallenhöfen, sind Raibler Schichten, vorwiegend Rauhwacken, des Mulden-südflügels aufgeschlossen.

Zone der älteren Trias südlich des Inns

Die Verbindung dieser Zone (Buntsandstein bis Raibler Schichten) zur Milser-Berg-Mulde kann im Arbeitsgebiet durch die quartäre Füllung des Inntals nicht eingesehen werden. Der Zusammenhang zwischen den Strukturen nördlich und südlich des Inns ist bei Starkenbach offensichtlich.

Der Bereich südlich des Inns ist durch intensive Einengung charakterisiert, die Verschuppungen und Scherungen zur Folge hatte. Die Gesteine liegen steil, generell südfallend und überkippt. Das Auftreten inkompetenter Gesteine (Partnachsichten) und kompetenter Serien (Muschelkalk) ermöglichte mehrmalige Schichtwiederholungen durch Isoklinalfaltung und Schuppung. Das Auftauchen von Buntsandstein in der Nähe des Kraftwerks Imsterau wird von RENATUS (1968) als aufgepreßter Sattelkern gedeutet. Die Zone der älteren Trias wird im S von der Starkenbachlinie begrenzt.

Arzler-Wald-Mulde

Der Bereich zwischen der Starckenbachlinie und dem Kalkalpensüdrand wird in dieser Arbeit neutral als Arzler-Wald-Mulde bezeichnet. Diese Zone wird in ihrer östlichen Fortsetzung immer stärker eingeengt, verschwindet schließlich bei Roppen unter der quartären Füllung des Inntals und wird vermutlich zusammen mit den Resten des Tschirgantsattelts (Südbereich) vom Ötztal-kristallin überfahren.

Der Südflügel dieser Mulde beginnt stratigraphisch mit den "Grauwackenschiefern" über Gesteinen des Landecker Quarzphyllits. Die Lagerung ist steil südfallend und invers.

Die basalen Serien am Kalkalpensüdrand ("Grauwackenschiefer", Verrucano) sind intensiv verschuppt. Die Schichtfolge reicht bis in den Jura (Allgäuschichten), der im Muldenkern aufgeschlossen ist. Der Nordflügel der Struktur ist fast völlig tektonisch unterdrückt (s. Abb. 2, aus WESTRUP, 1970). Die Gesteine im Vorderspadegg werden im Gegensatz zu WESTRUP (1970, S. 74) dem Hauptdolomit zugerechnet, der dem reduzierten Mulden-nordflügel entspricht. Die Starckenbachlinie kann nördlich davon durchgezogen werden (s. abgeändertes Profil c', Abb. 2). Diese bedeutende Störungs-linie wird von WESTRUP (1970) ausführlich begründet.

Der in der tektonischen Übersichtskarte von WESTRUP (1970) und der tektonischen Karte der Nördlichen Kalkalpen, Westteil, von TOLLMANN (1976) als "Hattebodenschuppe" ausgewiesene Streifen direkt am Kalkalpen-südrand kann nicht als "Schuppe" bezeichnet werden, da zwischen Wettersteinkalk bzw. Partnachschiechten im S und dem Hauptdolomit im N Raibler Schichten vermitteln. Obwohl die Raibler Schichten tektonisch beansprucht und teilweise sogar ausgequetscht sind, muß ein sedimentärer Übergang angenommen werden.

Larsenscholle

Die Larsenscholle liegt als 80° streichende Mulde vor, deren Schichtpaket Buntsandstein bis Hauptdolomit umfaßt. Die Achse fällt nach der Konstruktion (Sammeldiagramm; RENATUS, 1968) mit 35° nach W ein. Dies wirkt sich jedoch nicht aus, da das Abtauchen der Mulde durch annähernd NW-SE streichende Brüche kompensiert wird. Die Basis des Muschelkalks liegt im Larsenntal an der tiefsten Stelle auf ca. 1450 bis 1500 m SH und östlich der Rotwand auf ca. 1450 m. Der Muschelkalk scheint dort noch weiter abzusinken. Dies ist ein Anzeichen dafür, daß die Muldenachse insgesamt leicht ostfallend ist.

Die Basis der Larsenscholle beginnt, soweit aufgeschlossen, mit Muschelkalk. Nur nördlich des Mannkopfes treten helle Sandsteine des Buntsandsteins auf, die tektonisch mit Karbonatbruchstücken vermengt sind. Die darüber folgenden geringmächtigen Dolomite zählen RENATUS (1970) und FRISCH (1975) zu den Reichenhaller Schichten.

Die unterlagernden Gesteine sind im S und SE unterer und mittlerer Hauptdolomit (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1970), im N und NW sind es Raibler Schichten, die bereits dem Südflügel der Muttekopfgosauteilmulde im S angehören.

Die Larsenscholle hat diesen Südflügel, der heute überkippt vorliegt, nach N überschoben.

Die Verhältnisse östlich des Lagers (Alptal, Galtberg) sind durch die starke Schutt- und Moränenbedeckung nicht aufgeschlossen. Dies erschwert die eindeutige und überzeugende Deutung der Struktur.

AMPFERER (1914) beschreibt die Larsenscholle als erosiv erhaltenen Rest der Krabachjochdecke. RICHTER (1930) sieht in der Struktur die westliche Fortsetzung des Tschirgantstättels und KOCKEL (1954) interpretiert die Larsenscholle als einen aus dem Untergrund gepreßten Pilzsattel. Diese Version verlor jedoch durch Korrekturen der geologischen Karte (Neubearbeitung von RENATUS, 1968) an Beweiskraft.

TOLLMANN (1976) sieht durch die Entdeckung der Bergwerkskopf- und Tagkarscholle (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1970, und RENATUS, 1970) neue Beweise für die Deckschollennatur der Larsenscholle.

Die Kartendarstellung folgt der Deutung als allochthone Deckscholle im Sinne AMPFERERs (1914), da die im folgenden diskutierte Erklärungsmöglichkeit nicht genügend gesichert erscheint.

Verfolgt man auf der geologischen Karte z.B. den Muschelkalk des Tschirgant über das Putzeloch nach W, so liegt es vorerst rein optisch nahe, ihn mit dem Muschelkalk der Larsenscholle zu verbinden. Die Schichtung fällt durchwegs generell nach N ein. Sieht man diesen Zusammenhang als gegeben, so würde das bedeuten, daß die Larsenscholle als westliche Fortsetzung der Tschirgantnordmulde angesehen werden könnte. Die Mulde wäre im W (Larsental) von Brüchen begrenzt, an denen sie herausgehoben wurde.

Die Situation am Südrand entspräche der südgerichteten Aufschiebung wie am Tschirgant (Tschirgantstörung), die Verbindung zum nördlichen Nachbarbereich (gestörter ? Gurgltalsattel) wäre ebenfalls zerschert worden. Diese so herausgelöste Scholle, die nach E hin möglicherweise noch mit dem Untergrund zusammenhängt, hätte die Muttekopfgosau-Südmulde nach N überfahren und die Gosauschichten mit ihrem Untergrund (Hauptdolomit, Raibler Schichten) überkippt.

Der Mechanismus, der dieser Interpretation zugrundeliegt, ist mit der Entstehung parautochthoner Deckschollen, wie z.B. der Kaisergebirgsscholle (Beschreibung in TOLLMANN, 1976) zu vergleichen. Die Kaisergebirgsscholle wurde schon einmal mit der Larsenscholle verglichen (AMPFERER, 1930), damals jedoch unter "allochthonen" Vorzeichen (s. TOLLMANN, 1976).

5. Rekonstruktion der Deckenunterkante

Zur Rekonstruktion der Deckenunterkante sind Profile mit großem Tiefgang erforderlich, die weit über die Erfassung oberflächennaher Strukturen hinausgehen. Mit der zunehmenden Tiefe erhöht sich der hypothetische Charakter der Aussagen. Es können daher nur großräumige Trends, wie Hochs und Tiefs, Ansteigen und Abtauchen der Grenzfläche, und die Größenordnung der Tiefenlage angegeben werden.

Tektonische Daten

Die ausgewählten Daten, wie Schichtmaxima und Faltenachsen, wurden zur Konstruktion der Profile gesammelt bzw. aus den Arbeiten von KRAUS (1965), KROLL (1965), GROTTENTHALER (1968) und RENATUS (1968) entnommen (Übersicht siehe Abb. 3).

Die konstruierten β' , die Querfaltungssachsen, werden nicht berücksichtigt,

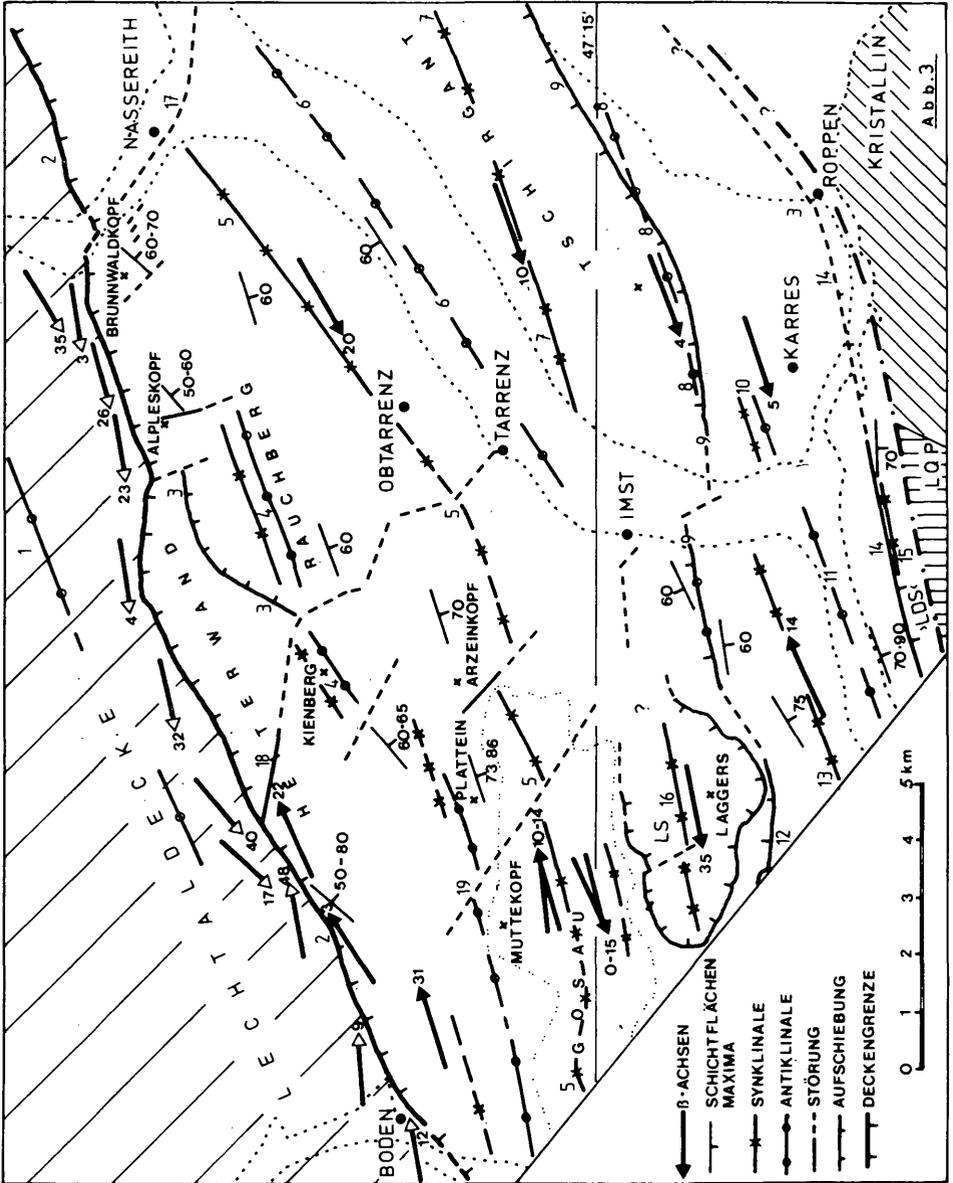


Abb. 3: Tektonische Übersicht mit den wichtigsten β -Achsen und Schichtflächenmaxima

da ihnen großtektonisch keine bedeutenden Auswirkungen zukommen. Die Gradangaben über das Abtauchen der konstruierten Achsen sind mit Vorsicht zu handhaben. Dies soll folgendes Beispiel erläutern: Die β -Achse der Sinnesbrunnmulde fällt mit 20° nach W ein. Dies würde in einer Entfernung von 10 km (ungefähr die Strecke Nassereith-Imst) einer Absenkung um ca. 3.5 km, also fast der Gesamtmächtigkeit der Inntaldecke in diesem Bereich, entsprechen. Daß dies nicht so ist, kann man daran erkennen, daß nordöstlich von Imst noch immer mittlerer bis oberer Hauptdolomit (bituminös) in der Umgebung des Muldenkerns auftritt. Die Absenkung muß daher z.T. durch Vertikalversätze an den α -Flächen kompensiert werden, zum anderen kommen die zu großen ziffernmäßigen Beträge durch einen asymmetrischen Faltenbau zustande.

Schichtmächtigkeiten

Zur Rekonstruktion des Deckenkörpers werden für die Schichtmächtigkeiten Werte angenommen, die sich aus der geologischen Karte und bereits bearbeiteten Profilen ergeben.

<u>Muschelkalk und Partnachsichten</u> , an der reduzierten Deckenbasis des Inntaldecken-Hauptkörpers	0 - um 200 m
Muschelkalk, Tschirgant	um 200 m
<u>Wettersteinkalk</u> , zw. Boden und Steinjöchl	wenige Zehnermeter bis 200 m
Heiterwand, Steinjöchl bis Kratzer	200 - 500 m
Kratzersattel bis Reißenschuhtal	500 - 1200 m
Alpleskopf	um 1200 m
Brunnwaldkopf	um 1400 m
Tschirgant	600 - 300 m
<u>Raibler Schichten</u> allgemein	um 200 m
<u>Hauptdolomit</u>	bis 2000 m
<u>Gosau</u>	bis 670 m

Faziesverhältnisse

Es wird angenommen, daß sich zwischen dem Wettersteinkalk der Heiterwand und dem des Tschirgant kein Partnachbecken einschaltet. Die Karbonatplattform ist durchgehend und in annähernd gleichbleibender Mächtigkeit entwickelt. Das Auskeilen des Wettersteinkalkes im Grenzbereich zu den Partnachsichten wird berücksichtigt.

Profile und Karte der Deckenunterkante

Unter Zuhilfenahme der tektonischen Daten und der ablesbaren Schichtmächtigkeiten wurde auf der Grundlage der geologischen Karte aus einer Serie von Querprofilen und einem Längsprofil die hypothetische Tiefenlage der Deckenunterkante ermittelt (s. Beilage 3).

Legende zu Abb. 3: 1-Tegesantiklinale, 2-Inntaldeckennordgrenze, 3-Heiterwandaufschuppung, 4-Kienbergsynkl. und -antickl., 5-Muttekopfgosau-Sinnesbrunnsynkl., 6-Gurgltalantickl., 7-Tschirgantnordsynkl., 8-Tschirgantantickl., 9-Tschirgantstörung, 10Tschirgantsüdsynkl. und -antickl., 11-Inntalantickl., 12-Spießrutenspitz-Wildkarlestörung, 13-Milser-Berg-Synkl., 14-Starkenbachstörung, 15-Arzler-Wald-Synkl., 16-Larsenssynkl. (Larsenscholle), 17-Nassereither Grenzblatt, 18 Kratzerstörung, 19-Scharnitzsattelstörung

In Zusammenhang mit der Unterkante der Inntaldecke stellt sich die Frage, ob sich Strukturen des tieferen Untergrunds an der Oberfläche in der Inntaldecke durchpausen. Dazu kann festgestellt werden, daß für dieses "Durchpausen" nur Folgen der jüngeren Bewegungen in Frage kommen, die die bereits übereinander gestapelten Decken der Nördlichen Kalkalpen als gemeinsames Paket erfaßt haben. Dies ist auch der Grund, warum sich bedeutende, jedoch deckeninterne Strukturen, wie z.B. das Nassereither Grenzblatt, in der nördlich anschließenden Lechtaldecke nicht abzeichnen.

Es ist schwierig, den Zeitpunkt anzugeben, zu dem die Deckenüberschiebung abgelaufen war. Man kann jedoch annehmen, daß dies bereits vor der Ablagerung der Gosau der Fall war. Für die durchgreifenden Deformationen sind also die kräftigen nachgosauischen Bewegungen verantwortlich, die die Deckenfaltung (d.h. Faltung des gesamten Deckenstapels) bewirkten. Die Einengung machte sich durch die Verfaltung der Gosasedimente, das Zerschneiden des früher angelegten Tschirgantssattels, das Entstehen der Larsensscholle (wenn man sie als parautochthone Deckscholle oder Halbklippe deutet) und die Verschuppung, Steilstellung und Überkipfung am Kalkalpen-südrand bemerkbar.

Es sind in der Hauptsache die Längsstrukturen (übergeordnete Sattel- und Muldenzüge), die sich im Untergrund auswirken werden, und vielleicht eine tieferliegende Struktur nachzeichnen, da die Querstrukturen (Störungen), die nachgosauisch entstanden oder reaktiviert wurden, nur bescheidene Auswirkungen haben.

Aus den Profilen erkennt man, daß es vor allem die Großstrukturen der Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde, des Gurgltalsattels (eher untergeordnet), der Tschirgantnordmulde und des zerscherten Tschirgantssattels sein werden, die sich im Untergrund auswirken. Man muß aber bedenken, daß durch das Auftreten von Schuppen und Spänen und der inkompetenten Jungschichtzone der Lechtaldecke die Deutlichkeit dieser Strukturen verwischt werden kann.

Sieht man den Hauptkörper der Inntaldecke (zwischen Tschirgantstörung und Inntaldeckennordrand) als Synklinorium, so stellt diese Struktur, im großen gesehen ein WSW-ENE-gestrecktes Tief dar, das südlich im Bereich des Tschirgantssattels von einem Hoch begleitet wird. In der Zone südlich der Tschirgantstörung ist durch die steile Lagerung eine Angabe über die Tiefenlage der Unterkante kaum möglich.

Wesentlich ist auch das achsiale Verhalten der Inntaldecke, die im Bereich von Imst in annähernd N-S-Richtung eine Art Quereinmuldung zeigt. Dies kommt dadurch zum Ausdruck, daß im westlichen Arbeitsgebiet die Strukturen (Muttekopfgosaumulde, Larsensscholle) nach E abtauchen, während östlich davon die Sinnesbrunnmulde und der Tschirgantssattel leicht gegen W abtauchen.

Entlang des Nassereither Grenzblatts kann ein geringes Hoch angenommen werden.

Auch die Umgebung des Lagers stellt vermutlich ein Hoch dar. Aufgrund der verschiedenen Interpretationsmöglichkeiten (siehe Kap. 4, Larsensscholle) wurde der Bereich nicht in die Karte einbezogen.

6. Interpretation der geologisch-tektonischen Verhältnisse

Das Problem der Inntaldeckensüdgrenze

Die Inntaldeckengrenze im S des Arbeitsgebietes erfuh, sofern sie überhaupt als solche anerkannt wurde, im Laufe der Erforschungsgeschichte mehrere Verlegungen.

AMPFERER (1911, 1930) zieht die Deckengrenze entlang der Starkenbachlinie. Die Gesteine nördlich der reduzierten Arzler-Wald-Mulde zählt er zur Inntaldecke, alles südlich davon bis zum Kalkalpensüdrand zur Lechtaldecke.

SPENGLER (1951) trennt nördlich des Landecker Quarzphyllits Inntal- und Lechtaldecke nicht ab. Für ihn ist diese "Randzone" im S ein Bestandteil der Inntaldecke. Die Starkenbachlinie ist seiner Ansicht nach eine Störung, an der eine Unterschiebung stattgefunden hat. Diese Deutung folgt ganz im Sinne von E. KRAUS (1949), der in der Nähe des Kalkalpensüdrandes eine Verschluckungszone annimmt.

HEISSEL (1958) teilt im wesentlichen die Meinung AMPFERERs im Westbereich. Er läßt jedoch die Deckengrenze südlich von Schönwies an einer NW-SE-streichenden Störung zur Kalkalpensüdgrenze auslaufen. Die Serien östlich dieser Störung deutet HEISSEL als Mulde, die er zur Inntaldecke zählt.

Für SCHMIDEGG (1959) liegt der Bereich südlich des Inns als symmetrisch gebaute, weitgehend vollständige Mulde vor, die von keiner Deckengrenze im Sinne AMPFERERs durchtrennt ist. Die Störung bei Schönwies ist nach seiner Darstellung nicht vorhanden.

WESTRUP (1970) sieht in der Starkenbachlinie ein wichtiges tektonisches Element, jedoch nicht die Deckengrenze. Seiner Meinung nach sprechen die südgerichteten Bewegungen und Schuppungen an dieser Störung gegen diese Deutung, da sie mit dem nordgerichteten Einschub der Inntaldecke nicht in Einklang stehen (WESTRUP, 1970, S. 107). Derartige Südvergenzen können aber durch Ausgleichsbewegungen bei einer jungen Kompression entstanden sein, die mit der älteren Bewegung nichts zu tun haben. WESTRUP (1970) belegt auch die Störung im S von Schönwies (sie schneidet ein Vorkommen von "Rhätoliaskalk" ab), die sich jedoch nicht als Deckengrenze im Sinne HEISSELs (1958) heranziehen läßt.

TOLLMANN (1970 a) beschreibt und begründet die Deckengrenze entlang der Starkenbachlinie, an der Grenze zwischen der älteren Trias südlich des Inns, und der reduzierten Arzler-Wald-Mulde. Nach Osten verlängert TOLLMANN (1970 a) die Deckengrenze bis zum Ausgang des Pitztals, wo Raibler Schichten und Hauptdolomit der Lechtaldecke im S an Hauptdolomit der Inntaldecke im N grenzen. Die Fortsetzung der Starkenbachlinie quert das Inntal nördlich der Mündung des Walder Baches und verliert sich anschließend unter der quartären Verfüllung des Inntals.

TOLLMANN zieht hingegen (1976) die Inntaldeckengrenze vom Inntal, nördlich von Roppen komend, entlang der Tschirgantstörung, Putzeloch, in die Spießrutenspitz-Wildkarle-Störung nach W. Diese Version stößt jedoch nach eigenen Beobachtungen und den Ergebnissen von GROTTENTHALER (1968) auf beträchtliche Schwierigkeiten. GROTTENTHALER (1968, S. 78) betont ausdrücklich, daß sich die Tschirgantstörung nicht als Fortsetzung der Inntaldeckenstörung heranziehen läßt. Auf diesen Hinweis geht TOLLMANN (1976) bei seiner Verlegung der Deckengrenze nicht ein. Folgende Gründe sprechen gegen die Deckengrenzenführung von TOLLMANN (1976):

GROTTENTHALER (1968) deutet den Tschirgant als zerscherten Sattel. Der Südflügel dieser Struktur kann daher nicht zu einer tektonisch anderen Einheit gerechnet werden (s. Kap. 3, Tschirgantsattel). Der Tschirgantsattel läßt sich bis westlich von Sonnberg verfolgen (s. Kap. 3, Westfortsetzung des Tschirgantsattels). Das Vorhandensein dieser Struktur erscheint gesichert. Auch die Weiterführung nach W in die Spießrutenspitzen-Wildkarle-Störung ist möglich. Die südvergenten Aufschiebungen (WESTRUP, 1970) an dieser Störung westlich des Larsentals lassen sich mit demselben Mechanismus, wie er am Tschirgant zu beobachten ist, erklären. Da ein tektonischer Zusammenhang zwischen den Bereichen nördlich und südlich der Tschirgantstörung und ihrer Westfortsetzung ausgenommen werden kann, ergibt sich, daß die Inntaldecke an dieser Linie nicht nach S frei aushebt, sondern weiter nach S reicht. Zur Frage der Inntaldeckensüdgrenze stehen nun im wesentlichen zwei Deutungsmöglichkeiten offen. Einerseits bietet sich erneut die Starkenbachlinie im Sinne von TOLLMANN (1970 a) als Deckengrenze an; andererseits könnte man zwischen den heute getrennten Bereichen wie Tschirgantsattel, Milser-Berg-Mulde, Zone der älteren Trias südlich des Inns und der Arzler-Wald-Mulde einen primären Zusammenhang annehmen. Damit erhebt sich die Frage, welcher Stellenwert der Starkenbachlinie zukommt. Diese Aspekte werden im folgenden Abschnitt diskutiert.

Abgrenzung der Inntaldecke

Allochthone und autochthone Auffassungen der Tektonik stehen einander gegenüber. Sie waren in der Vergangenheit Gegenstand zahlreicher Konfrontationen.

Die Deckenlehre im Sinne O. AMPFERERs fordert die völlige Trennung und weitreichende Überschiebungen der Deckenkörper.

Die autochthone Deutung führt die Großstrukturen auf Pilzsättel und Beutelmulden zurück. Die gebundene Tektonik verzichtet auf große Überschiebungen und die vollständige Trennung der geologischen Körper in Decken. Diese Erklärungsmöglichkeit wurde in den westlichen Nördlichen Kalkalpen u.a. von KOCKEL (1955), JACOBSHAGEN versucht. Die von KOCKEL (1954) vertretene Ansicht, die Larsenscholle sei eine Pilzstruktur mit eingemuldetem First, hat sich bei den nachfolgenden Untersuchungen (RENATUS, 1968; u.a.) als nicht stichhaltig erwiesen. Auch konnten in den dem Arbeitsgebiet benachbarten Bereichen der Lechtaler Alpen nach Ansicht TOLLMANNs (1971) die autochthonen Umdeutungen widerlegt werden.

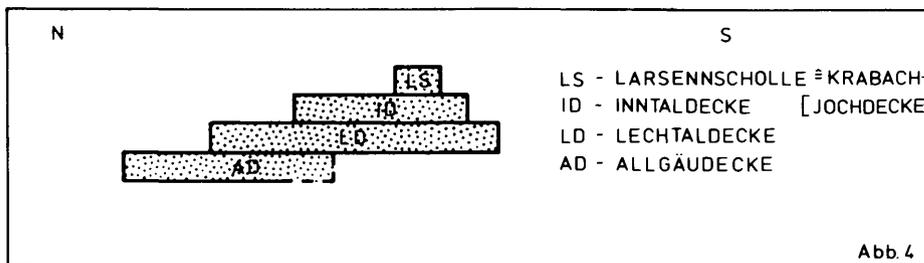
Nicht eindeutig und gesichert scheint die Frage zu sein, ob Inntal- und Lechtaldecke im Westen völlig oder nur teilweise voneinander getrennt sind. TOLLMANN (1968) trennt beide Einheiten vollständig voneinander.

Da aus dem Arbeitsgebiet diese Problematik nicht entschieden werden kann, müssen die Zuordnungen der einzelnen Bereiche zu übergeordneten tektonischen Einheiten, die Schlußfolgerungen hinsichtlich des tieferen Untergrunds der Inntaldecke und die paläogeographische Abwicklung unter beiden Gesichtspunkten diskutiert werden.

Die Frage, nach welchem Bauprinzip man die Tektonik auflöst und die Strukturen abwickelt, hat weitreichende Folgen für die weiteren Annahmen, die den tieferen Untergrund der Inntaldecke betreffen.

Drei Deutungsmöglichkeiten sollen im folgenden diskutiert werden.

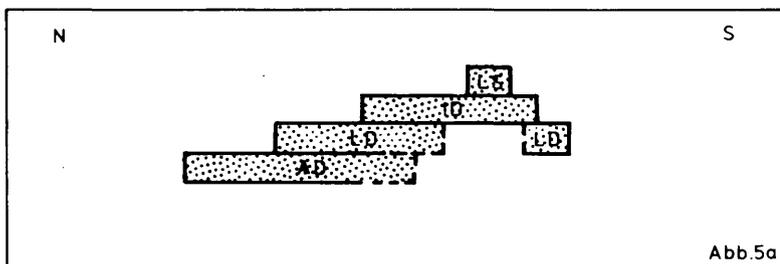
Schema 1: Die Lechtaldecke zieht unter der Inntaldecke hindurch. Die Anteile südlich der Inntaldecke haben einen direkten Zusammenhang zum Hauptkörper der Lechtaldecke im N. Diese Vorstellung folgt der Ansicht AMPFERERS und kehrt in den Profilen durch die Nördlichen Kalkalpen von TOLLMANN (1976, Profil 9) und PLÖCHINGER (Profil 2, S. 261) in OBERHAUSER (1980) wieder. Die genaue Festlegung der Inntaldeckensüdgrenze, sei es nun die Starkenbachlinie oder die Tschirgantstörung, ist für die prinzipiellen Überlegungen nicht so wesentlich.



Diese tektonische Anordnung zwingt dazu, die Inntaldecke südlich der Lechtaldecke anzufügen. Die Partnachschichten am Kalkalpensüdrand gehören damit zum selben Partnachbecken wie die Partnachschichten am Nordfuß der Heiterwand.

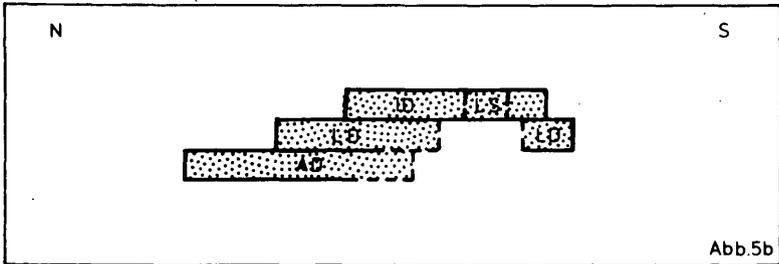
Unter der durchgehenden Lechtaldecke können nach diesem Schema Gesteine der Allgäu-Decke (deren Auftreten so weit im S allerdings eher unwahrscheinlich ist), Grauwackenzone, Landecker Quarzphyllit und/oder Schuppen aller in Betracht kommenden Serien vermutet werden.

Schema 2: Die Lechtaldecke endet unter der Inntaldecke. Die Arzler-Wald-Mulde ist Bestandteil der Lechtaldecke, sie hat aber nur gegen W einen Zusammenhang zum Hauptkörper der Lechtaldecke. Die Arzler-Wald-Mulde wäre nach dieser Version als Schuppe oder Schuppenzone der Lechtaldecke im S zu bezeichnen.

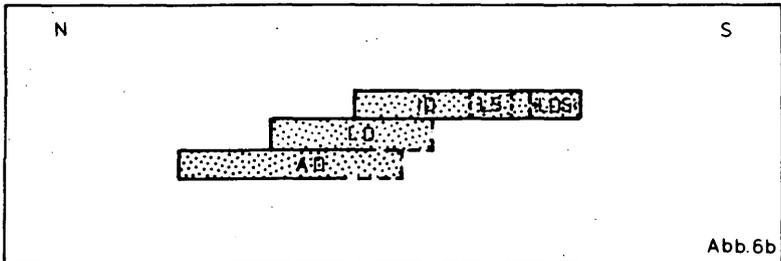
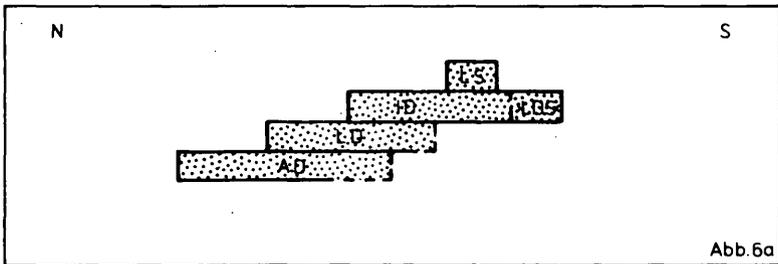


Dieser Lösungsversuch geht von einem Hauptkörper der Lechtaldecke im N und W aus. Der Streifen im S stellt einen abgetrennten Teil der Lechtaldecke dar, der nur mehr im W mit der Lechtaldecke zusammenhängt.

Die Inntaldecke hätte in diesem Fall die Lechtaldecke nur teilweise überfahren, die Lechtaldeckenschuppenzone im S jedoch vollständig. Die paläogeographische Situation wäre dieselbe wie bei Schema 1. Der Untergrund der Inntaldecke wäre im N Lechtaldecke, im S kämen Allgäu- decke (unwahrscheinlich), Schuppen der Inntal- und Lechtaldecke, Grauwackenzone und Landecker Quarzphyllit in Frage. Abb. 5 b zeigt schematisch die Situation, wenn man zudem die Möglichkeit der parautochthonen Entstehung der Larsensscholle berücksichtigt.



Schema 3: Die Lechtaldecke endet unter der Inntaldecke. Die Arzler-Wald-Mulde hängt im W mit der Lechtaldecke zusammen und hatte gegen N ursprünglich einen Zusammenhang mit dem Südrand der Inntaldecke. In diesem Fall muß der Begriff einer Decke etwas offener aufgefaßt werden.



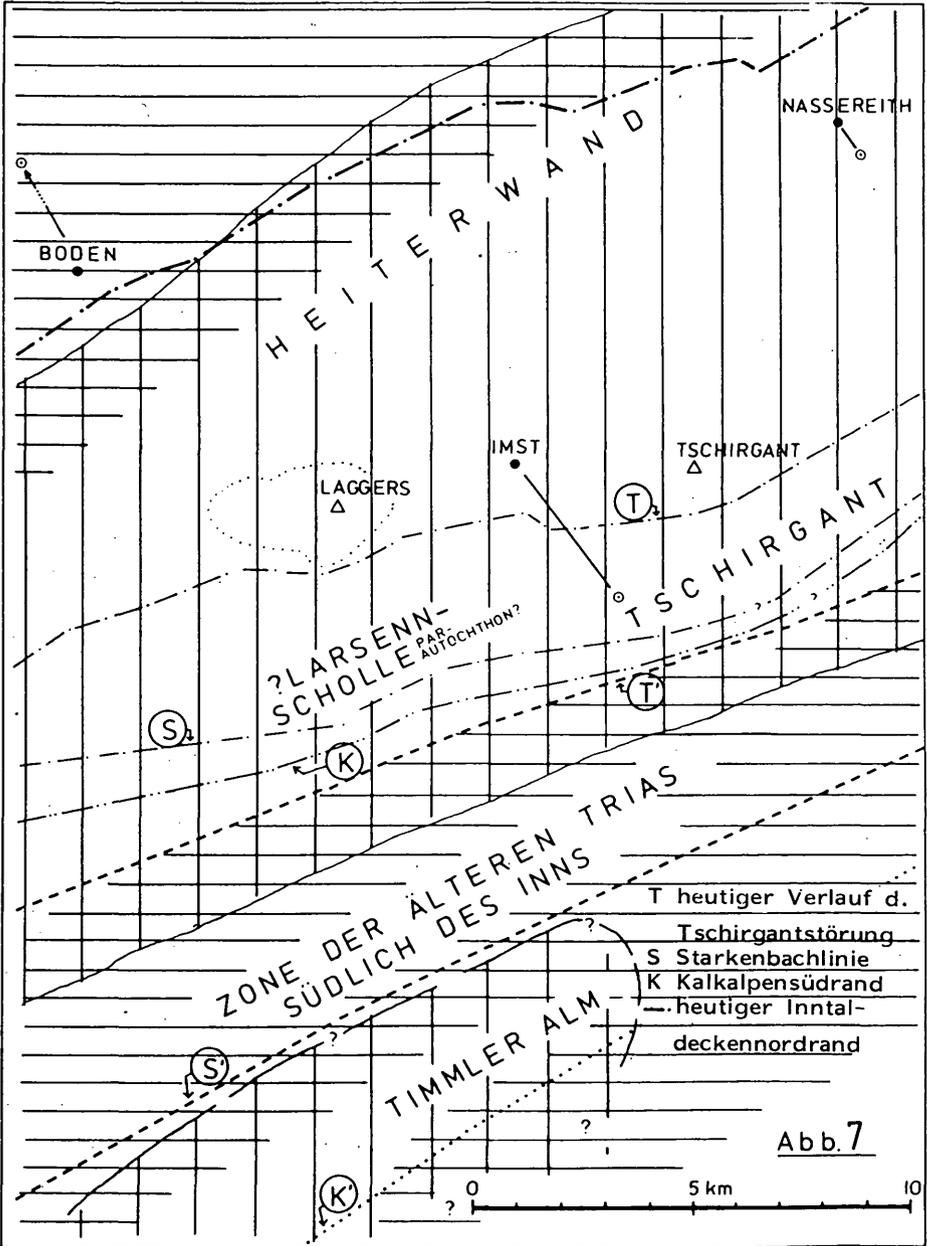


Abb. 7

	Wettersteinkalkplattform
	Verzahnungsbereich
	Partnachbecken

Verteilung von Wettersteinkalkplattformen und Partnachbecken im Ladin. Angenommene Einengungsrichtung: SSE-NNW; angenommene Einengungsbetrag: Hauptkörper der ID auf ca. 70%, südlich der Tschirgantstörung auf ca. 50% und weniger. In der Darstellung bleibt der Nordrand der Intaldecke fixiert.

Dieses Schema würde bedeuten, daß sich die Inntaldecke aus der Lechtaldecke entwickelt hat. Die Inntaldecke hätte die Lechtaldecke im N wohl überfahren, paläogeographisch wäre die N-S-Abfolge jedoch die gleiche, wie sie heute vorliegt. Der kalkalpine Streifen südlich der Starkenbachlinie hätte eine Verbindung zum Südteil der Inntaldecke und wäre damit der südlichste Teil des Ablagerungsraumes, abgesehen vom Sedimentationsraum der Larsenscholle (Krabachjochdecke), wenn man sie als allochthone Deckscholle auffaßt.

Abb. 6 b berücksichtigt die Möglichkeit, daß die Larsenscholle sich aus der Inntaldecke entwickelt hat.

Der Deutung, daß die Zonen im S des Arbeitsgebietes ursprünglich einen Zusammenhang hatten, kann aus faziellen Gründen nicht widersprochen werden. Der Südrand der Inntaldecke ist gekennzeichnet durch das Vorherrschen der Beckenfazies im Ladin und ließe sich mit den Partnachschieben der Arzler-Wald-Mulde verbinden. Aufgrund der Tatsache, daß die Arzler-Wald-Mulde sicher mit der Lechtaldecke im W zusammenhängt, wird diese Zone trotz der angenehmen ursprünglichen Verbindung zur Inntaldecke gegen N als "Lechtaldecke" unter Anführungszeichen bezeichnet. Zur Unterscheidung vom Hauptverbreitungsgebiet der Lechtaldecke im N und W wird für diesen Bereich der Arzler-Wald-Mulde der tektonische Arbeitsbegriff "Lechtaldecke Süd" eingeführt.

Der Verfasser hält die Deutung nach dem Schema 3 für möglich. Bei der tektonischen Abwicklung und den paläogeographischen Konsequenzen wurde diese Erklärbarkeit berücksichtigt.

7. Paläogeographische Rekonstruktion des Ladins

In der Rekonstruktion (Abb. 7) wird der Heiterwand- und Tschirgantbereich als zusammenhängende Karbonatplattform angenommen.

Nördlich davon liegt ein Partnachbecken, das den Wettersteinkalkbereich weiter im W umgreift (Deutung nach KRAUS, 1965; und KRAUS & SCHMIDT-THOME, 1967), und damit eine Verbindung zu den Partnachschieben im S herstellt.

Bei der Annahme, daß die N-S-Anordnung der Ablagerungsbereiche der heutigen tektonischen Anordnung entspricht (s. Schema 3, Kap. Abgrenzung der Inntaldecke), folgt im S, anschließend an das Partnachbecken der Zone der älteren Trias, ein kleinerer Bereich einer Wettersteinkalkplattform, die gegen S und W vielleicht mit ausgedehnteren Bereichen zusammenhängt (der Wettersteinkalk wird gegen die Tiefe hin mächtiger!). Die Ausdehnung dieser Plattform kann wegen der steilen Lagerung nicht angegeben werden.

Der Ablagerungsbereich der Larsenscholle wäre bei der Deutung als Deckscholle möglicherweise noch weiter südlich anzusetzen. Nimmt man die parautochthone Entstehung für die Larsenscholle an, so kommt der Ablagerungsraum an den Südrand der Heiterwand-Tschirgantplattform zu liegen.

Für den Bereich des Hauptkörpers der Inntaldecke (nördlich der Tschirgantstörung) kann aus den Profilen eine Einengung auf 70% der ursprünglichen Ausdehnung in N-S-Richtung abgelesen werden. Südlich davon ist die Kompression stärker, hier kann eine Reduktion auf mindestens 50% angenommen werden.

8. Gliederung der tektonischen Bewegungen und ihre zeitliche Zuordnung

im weiteren wird versucht, die tektonischen Bewegungen und ihre Folgen in eine relative zeitliche Reihenfolge zu bringen.

Durch das Auftreten von Gosaisedimenten im Arbeitsgebiet lassen sich vorgosauische, intragosauische und nachgosauische Bewegungen feststellen. Eine eindeutige zeitliche Festlegung der Deformation ist jedoch zumeist nicht möglich. Daher gehen manche Interpretationen, die das Nacheinander der Bewegungen und Auswirkungen betreffen, auf hypothetische Überlegungen zur Mechanik der Deformation zurück (z.B. Scherspannungsklüfte).

Die am Deckenkörper angreifenden Kräfte wirken sich nicht überall im gleichen Maß und zum selben Zeitpunkt aus.

Viele Bewegungen laufen parallel und beeinflussen sich gegenseitig. Häufig werden früh angelegte Strukturen (Störungen, Deckenbahnen, Falten) bei den nachfolgenden Orogenphasen bevorzugt aktiviert.

Auf der Grundlage der Phasengliederung der alpidischen Gebirgsbildung nach TOLLMANN (1966) wird im folgenden versucht, die tektonischen Erscheinungen rückzuformen, ihre relative Abfolge zu bestimmen und eine zeitliche Zuordnung zu einzelnen Orogenphasen vorzunehmen.

Schon während der Ablagerung der Trias- und Juraserien machen sich im Sedimentationsraum tektonische Bewegungen bemerkbar.

Die montenegrinische Phase verursacht die Faziesdifferenzierung im oberen Anis (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974). Die frühkarnische Hebungsphase kann der junglabrinischen Phase zugerechnet werden. Während der Erosion greifen Erosion, Spaltenbildung und Verkarstung in den Wettersteinkalk ein (BRANDNER, 1978). Die Spaltenfüllungen und Breccienbildungen sind beispielsweise im Wettersteinkalk der Heiterwand eindrucksvoll zu beobachten.

Tektonische Unruhe des Untergrund während der altkimmerischen Phase bewirkt im unteren Lias das Zerbrecen des "Rhätoliaskalkes". Die aufgerissenen Spalten wirken sich im wesentlichen in vertikalen Verstellungen des Ablagerungsraumes aus.

Die folgenden Bewegungen stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit der Orogenese. Sie äußern sich vorwiegend in kompressiver Tektonik (Faltung) und horizontalen Bewegungen (Deckentransport, Blattverschiebungen, Schuppungen).

Die Darstellungen in Abb. 8 bis 15 betreffen den Körper der Inntaldecke im Arbeitsgebiet. In der groben Vereinfachung werden die wichtigsten Bewegungsphasen und deren Wirkungen charakterisiert. Auf die Beziehung zum Untergrund (Grauwackenzone, Landecker Quarzphyllit, Kristallin) wird nicht eingegangen.

Schema 1: Während der Ablösung des Oberostalpins vom Untergrund und seines beginnenden Schubes nach Norden, kommt es durch die damit verbundene Kompression, deren Hauptkomponenten ungefähr in der N-S-Richtung liegen, zu frühen Faltungen (? Kienberg-Sattel-Mulde etc.) und dem Aufbau von Scherspannungen. Die dabei auftretenden Scherspannungsklüfte wirken sich besonders in den kompetenten Gesteinen, wie dem Wettersteinkalk, aus. Die Klüfte sind im Kleinbereich, z.B. am Grat der Heiterwand, und besonders bei Neuschnee auch im großen gut zu beobachten.

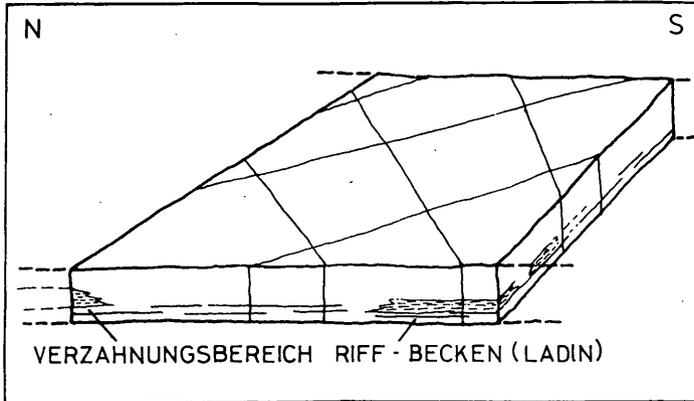


Abb. 8

Gleichzeitig bilden sich an der Basis des transportierten Körpers Störungen, die parallel zur Deckenbahn liegen.

Die Inntaldecke befindet sich in diesem Stadium noch im Verband mit der Lechtaldecke im Norden und Westen.

Da sich die austroalpine Phase in den westlichen Nördlichen Kalkalpen nicht sonderlich auswirkt (TOLLMANN, 1966) kann angenommen werden, daß die Ablösung und der Transport des Oberostalpins nach Norden zur Hauptsache erst zur Zeit der austrischen Phasen erfolgten.

Schema 2: Die weiterhin wirksame Kompression führt zur beginnenden Großfaltung des Deckenkörpers und damit auch zur Entstehung von ac-Flächen, die bei den nachfolgenden Bewegungen bevorzugt genutzt werden. In diesen Abschnitt fallen die Anlage des Nassereither Grenzblattes und der bedeutenden Blattverschiebungen der Alpleskopf-Reißenschuhstörung oder der Kratzer-Alpeilstörung, die besonders ausgeprägte ac-Flächen darstellen.

An Schwächezonen kommt es zur Abscherung und Überschiebung der Inntaldecke über die Lechtaldecke. Hier ist eine Faziesgebundenheit der Tektonik festzustellen. Der Deckennordrand hält sich im wesentlichen an den Verzahnungsbereich von Wettersteinkalk im Süden und Partnachschichten im Norden. Die Deckenbasis wird durch die Überschiebung bis zum Muschelkalk bzw. unteren Wettersteinkalk reduziert. Als Gleitteppich dienen Schuppen und Späne aus der Inntaldecke und die teilbeweglichen Schichten des Jura der Jungschichtenzone, die von der Inntaldecke teilweise überwältigt werden.

Zu den oben erwähnten Großfalten zählen von N nach S:

Muttekopfgosau-Sinnesbrunnmulde, Gurgltalsattel, Tschirgantnordmulde, Tschirgantsattel, Milser-Berg-Mulde, Inntalsattel und Arzler-Wald-Mulde.

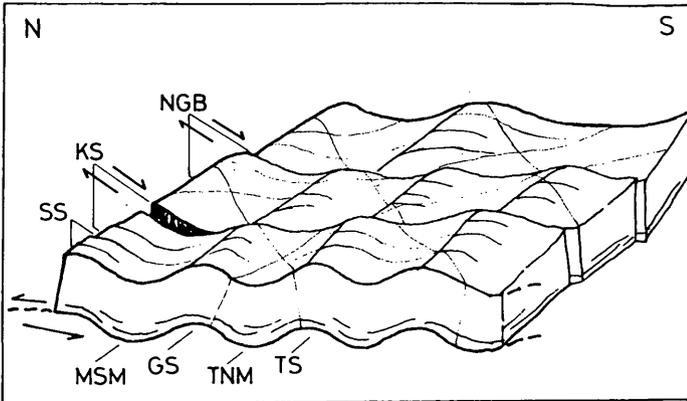


Abb. 9: NGB - Nassereither Grenzblatt, KS - Kratzerstörung, MSM - Mutterkopfgosau-Sinnesbrunnmulde, GS - Gurgltalsattel, TNM - Tschirgantnordmulde, TS - Tschirgantsattel

Schema 3: Zum Zeitpunkt der beginnenden Deckenüberschiebung (Inntaldecke über die Lechtaldecke) kann ein erster Höhepunkt der Kompression angenommen werden. Dies verursacht die Verschuppung in der östlichen Heiterwand und weitere Bewegungen an den Blattverschiebungen.

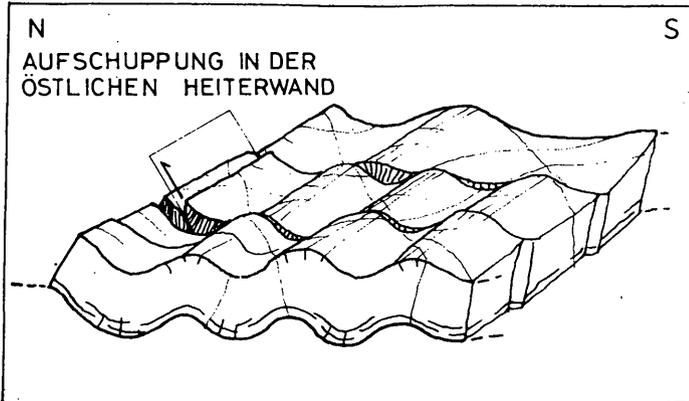


Abb. 10

Die in Schema 2 und 3 beschriebenen tektonischen Vorgänge können der mediterranen Phase zugeordnet werden, die sich im gesamten Bereich der Nördlichen Kalkalpen durch Deckenüberschiebungen bemerkbar macht.

Schema 4: In der nachfolgenden Ruhepause kommen die Gosausedimente zur Ablagerung. Über erodiertem und bereits beträchtlich verfaltetem Hauptdolomit folgen im Mutterkopfggebiet bis 670 m mächtige klastische Sedimente in einer annähernd E-W-orientierten Einmuldung. Die Verbreitung muß weit über das heutige Vorkommen hinausgegangen sein.

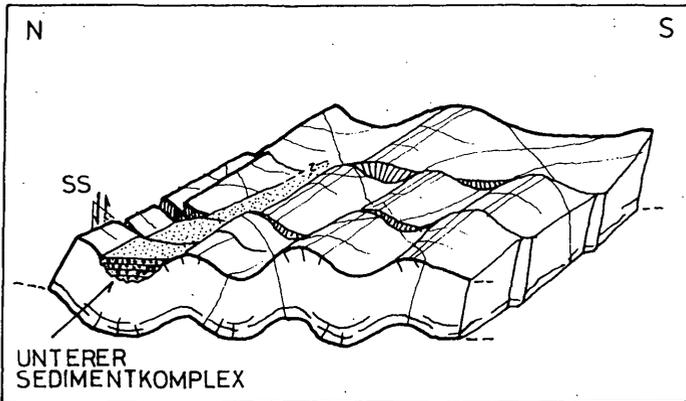


Abb. 11

Schema 5: Innerhalb der Muttekopfgosau konnte WOPFNER (1954) die Rotkopfdiskordanz feststellen. Die geringe Winkeldiskordanz zwischen dem unteren und oberen Sedimentkomplex kann mit der Ressenphase korreliert werden. Gleichzeitig kommt es zu einer geringfügigen Trogverlagerung im Gosaumeer. Die Ressenphase war also mit einer Kompression verbunden, die die Schichten des unteren Sedimentkomplexes mit ihrem Untergrund leicht einmuldete.

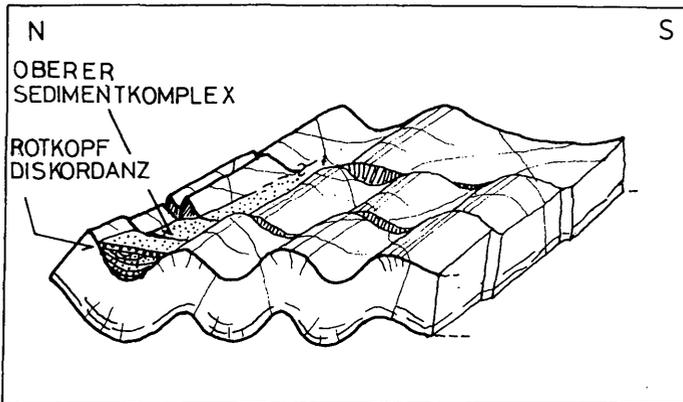


Abb. 12: RD - Rotkopfdiskordanz

Schema 6: Während des nachgosauischen Hauptnachscheses wurde der ganze Bereich beträchtlich komprimiert. Dies läßt sich an der Einmuldung der Rotkopfschichten ablesen. Es ist anzunehmen, daß nachgosauisch keine wesentlichen Überschiebungen der Inntaldecke gegenüber ihrem unmittelbaren Untergrund (Lechtaldecke etc.) stattgefunden haben, während die Nördlichen Kalkalpen als Ganzes noch in Bewegung waren. In dieser Phase wurde vermutlich die Scharnitzsattelstörung wieder aktiviert. Neben der horizontalen ist auch eine beträchtliche vertikale Bewegungskomponente festzustellen. WOPFNER (1954) nimmt eine Sprunghöhe von ca. 40 m an.

		SEDIMENTATION	NACH T O L L M A N N (1966)		Auswirkungen im Arbeitsgebiet und Zuordnung der Deformation
			TEKTONISCHE PHASEN	AUSWIRKUNGEN	
T R I A S	Skyth	Alpiner Buntsandstein	Montenegrinische Phase	synsedimentäre Bruchtektonik	Faziesdifferenzierung im Alpinen Muschelkalk
	Anis	Alpiner Muschelkalk			
	Ladin	Partnachschieben Wettersteinkalk	Jungladinische Phase	spätladinische Hebung	Emersion des Wettersteinkalkes, Spaltenbildung, Verkarstung
	Karn	Raibler Schichten			
	Nor	Hauptdolomit			
Rhät	Kössener Schichten "Rhätoliaskalk"	Altkimmerische Phase	Schichtlücke im Lias α häufig	Spaltenbildung im "Rhätoliaskalk", rote Hohlraumfüllungen	
J U R A	Lias	Allgäuschichten	Austroalpine Phase	Beginn des Deckenschubes, erste Faltung	Ablösung des Oberostalpins vom Untergrund
	Dogger				
	Malm	Radiolarit			
	Neokom	Aptychenschichten			
K R E I D E	Alb		Austriische Phasen	noch kein interner Deckenschub	Beginnende Großfaltung
	Cenoman				
	Turon				
	Coniac	Gosau	Mediterrane Phase	Deckenüberschiebungen	Deckenüberschiebungen
	Santon		Ressenphase	Diskordanzen in der Gosau	Eingleiten der Megabreccie "Blaue Köpfe" (vermutlich tektonische Ursachen) Rotkopfdiskordanz in der Muttekopfgosau, <u>intragosauische Faltung!</u>
	Campan				
	Maastricht				
T E R T I Ä R	Paläozän		Illyrische Phase	1. nachgosauischer Hauptnachschiebung	Fortsetzung der Deckenfaltung, Überschiebung der NKA auf das Vorland weiteres Zerschneiden nach ac, <u>postgosauische Faltung!</u> Staffelung an den ac-Klüften Steilstellung der Deckengrenzen, Staffelung, "Deckelklüfte" Zerschneiden des Tschirgantstittels, Über- bzw. Unterschiebung der Sattelflügel Herauslösen der Larnscholle (unter Annahme der parautochthonen Entstehung) und deren Schub nach N an den Südflügel der Muttekopfgosausüdmulde
	Eozän				
	Oligozän		Pyrenäische Phase		
	Miozän		Savische Phase	2. nachgosauischer Hauptnachschiebung, Schuppung	
	Pliozän				

Tab. 2

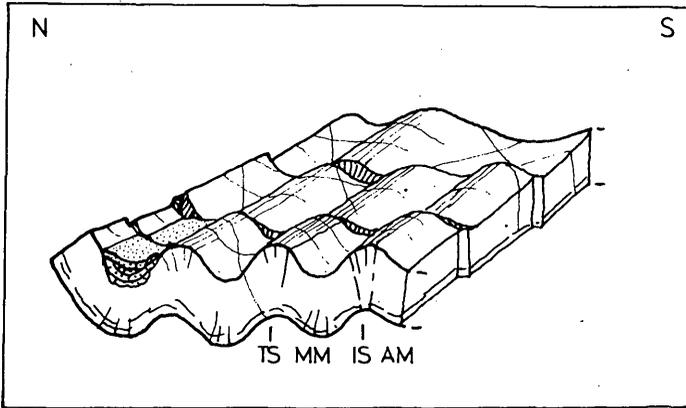


Abb. 13: TS - Tschirgantsattel, MM - Milser-Berg-Mulde, IS - Inntalsattel, AM - Arzler-Wald-Mulde

Schema 7: Durch weitere Einengung kommt es zur Steilstellung der Decken-nordgrenze. Dadurch wird die Jungschichtenzone der Lechtaldecke, die bereits durch die Deckenüberschiebung stark tektonisch beansprucht wurde, zusätzlich belastet. Die Folge ist das Auftreten von Schuppungen und isoklinaler Faltung, die sich heute in mehreren Schichtwiederholungen ablesen läßt.

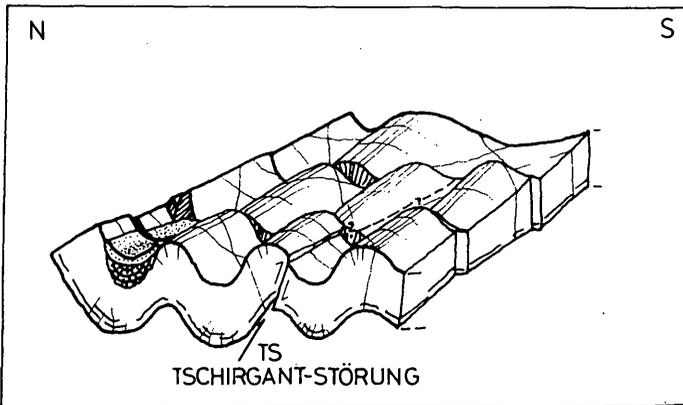


Abb. 14: TS - Tschirgantsattel

Nachgosausch wäre auch der Einschub der Larsenscholle einzuordnen, wenn sie als tektonische höhere Einheit über der Inntaldecke angenommen wird.

Infolge der starken Einengung kommt es zur Anlage der Tschirgantstörung.

Schema 8: Der weiteren Kompression, möglicherweise hervorgerufen durch den Anschlag der Ötztalmasse, hält der First des Tschirgantsattels nicht weiter stand. In einer südvergente Aufschiebung überfährt er die Serien des Südflügels der Struktur. Gegen W wirkt sich der Druck nicht mehr so

stark aus, der Sattel ist weniger zerschert und läuft in die Spießrutenspitz-Wildkarlestörung aus.

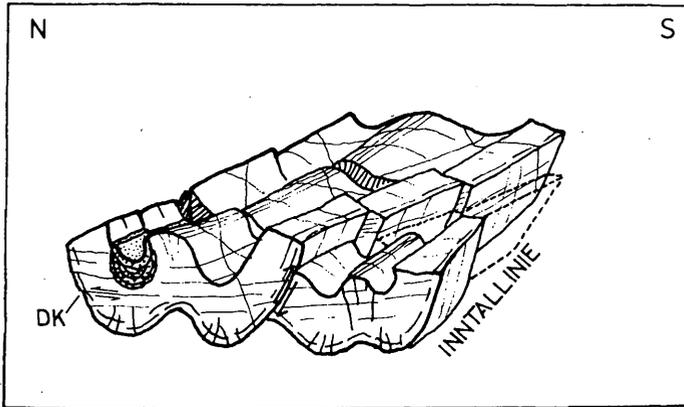


Abb. 15: DK - Deckelklüfte

Die starke Beanspruchung macht sich im Bereich südlich des Hauptkörpers der Innthaldecke durch intensive Schuppung, Faltung und Überkippung der Serien bemerkbar.

Die letzten Staffellungen, die die Deckengrenze im Zehnermeterbereich versetzen, und die söligen Störungen, die sogenannten Deckelklüfte (KRAUS, 1965; KROLL, 1965; u.a.), sind den jüngsten Bewegungen in diesem Raum

Tabelle 2 zeigt die Abfolge der Orogenphasen und deren Wirkungen in tabellarischer Form.

Literatur

- AMPFERER, O. & W. HAMMER (1911): Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. - Jb. Geol. R.-A., 61, 531-710, Wien.
- AMPFERER, O. (1914): Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. - Jb. Geol. R.-A., 64, 1914, 307-326, Wien 1915.
- AMPFERER, O. (1930): Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. - Jb. Geol. B.-A., 80, 407-451, Wien.
- BECHSTADT, T. & H. MOSTLER (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mittel-triadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. - Geol. Paläont.Mitt. Innsbruck, Bd. 4, 5/6, 1-74, Innsbruck.
- BECKE, M. (1980): Geologisch-tektonische und paläomagnetische Untersuchungen im Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen, Tirol). - Unveröff. Diss., Natw. Fak. Univ. Innsbruck.

- BRANDNER, R. (1978): Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 8, Festschrift W. Heißel, 317-354, Innsbruck.
- FRISCH, J. (1975): Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. - Jb. Geol. B.-A., 118, 75-117, Wien.
- GROTTENTHALER, W. (1968): Zur Geologie des Tschirgant zwischen Gurgltal im Norden und dem Kalkalpensüdrand (Tirol). - Unveröff. Dipl.-Arbeit, Geol. Inst., TH Münschen.
- HEISSEL, W. (1958): Zur Tektonik der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 95-132, Wien.
- HIERONYMI, C. (1978): Untersuchungen zu Sedimentpetrographie und Metamorphoseeinflüssen im Anis-Ladin zwischen Imst (Tirol) und Füssen (Allgäu). - Dipl.-Arbeit, J.W. Goethe-Univ. Frankfurt.
- JACOBSHAGEN, V. (1961): Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 113, 153-206, 11 Abb., 5 Beil., Stuttgart.
- JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. - Jb. Geol. B.-A., 108, Wien.
- KOCKEL, C.W. (1954): Die Larsennscholle bei Imst (Tirol). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1953, 520-533, Stuttgart.
- KOCKEL, C.W. (1956): Der Zusammenbruch des kalkalpinen Deckenbaus. - Z. Deutsch. Geol. Ges., 108, Hannover.
- KRAUS, E. (1949): Die Entstehung der Inntaldecke. - N. Jb. Miner., Abt. B, 31-95, Stuttgart.
- KRAUS, O. (1965): Geologische Spezialuntersuchungen im westlichen Bereich des Heiterwandgebietes (Lechtaler Alpen). - Unveröff. Dipl.-Arbeit, TU München.
- KRAUS, O. & P. SCHMIDT-THOMÉ (1967): Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwandgebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 117-127, Stuttgart.
- KROLL, J. (1965): Geologische Spezialuntersuchungen im östlichen Bereich des Heiterwandgebietes (Lechtaler Alpen). - Unveröff. Dipl.-Arbeit, Geol. Inst., TH München.
- MILLER, H. (1963): Gliederung und Altersstellung der jurassischen und unterkretazischen Gesteine am Südrand des Wetterstein-Gebirges ("Jungschichtenzone") mit einem Beitrag zur geologischen Stellung der Ehrwaldite. - Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 3, 51-73, München.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W. (1970): Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. - Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck (in: "Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg", Hrsg. H. Mostler), 255-308, Innsbruck.

- NIEDERBACHER, P. (1981): Geologisch-tektonische Untersuchungen in den südöstlichen Lechtaler Alpen (Nördliche Kalkalpen, Tirol). - Unveröff. Diss., Natw. Fak. Univ. Innsbruck,
- OBERHAUSER, R. (1980) (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs. - Springer-Verlag.
- PLÖCHINGER, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. In: OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs. - Hrsg. Geol. B.-A., 218-262, Wien.
- RENATUS, L. (1968): Geologische Spezialuntersuchungen am Südostende der Lechtaler Alpen zwischen Imst und dem Larsental. - Unveröff. Dipl.-Arbeit, Geol. Inst., TH München.
- RICHTER, M. (1930 b): Die Struktur der Nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. - N. Jb. Miner., Beil.-Bd., 63, Abt. B, 1-62, 7 Abb., Taf. 1-3, Stuttgart.
- SCHMIDEGG, O. (1959): Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). - Jb. Geol. B.-A., 102, 3, Wien.
- SPENGLER, E. (1951): Zur Verbreitung und Tektonik der Inntaldecke. - Z. Dt. Geol. Ges., 102, Hannover.
- TOLLMANN, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. - Geotekton. Forsch., 21, I-II, 1-156, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1970 a): Der Deckenbau der westlichen Nordkalkalpen. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 136, 80-133, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1970): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 3. Teil: Westabschnitt. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 62 (1969), 78-170, Wien.
- TOLLMANN, A. (1971): Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen. - Jb. Geol. B.-A., 114, 273-340, Wien.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. - 404 S., Verlag Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil 3. - 449 S., Verlag Deuticke, Wien.
- WESTRUP, J. (1970): Geologie der südlichen Lechtaler Alpen zwischen Schnann und Imsterau (Tirol). - Diss., Natw. Fak. Univ. Marburg/Lahn).
- WOPFNER, H. (1954): Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Muttekopf-Gebietes (Tirol). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 100, 11-82, Stuttgart.

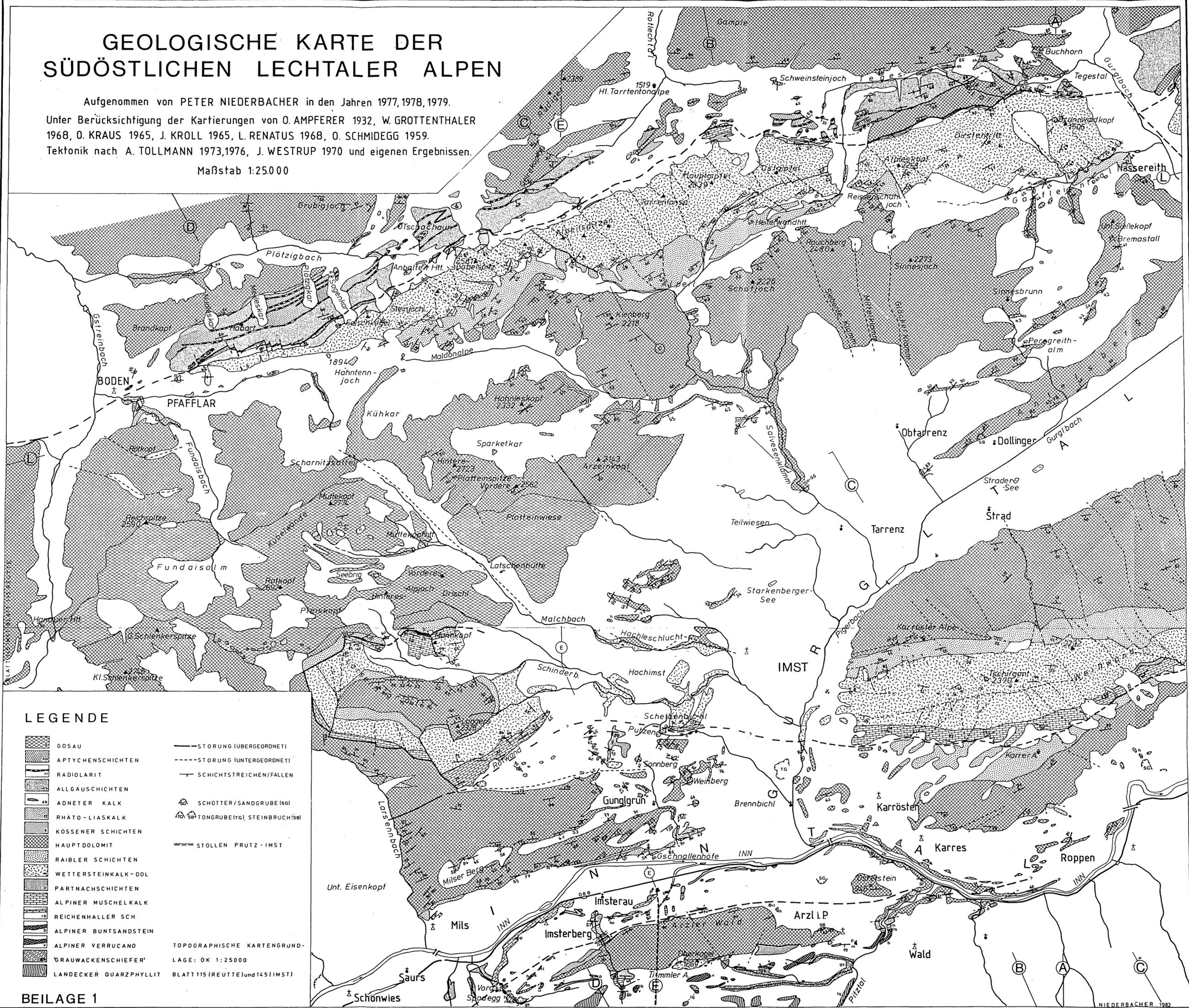
GEOLOGISCHE KARTE DER SÜDÖSTLICHEN LECHTALER ALPEN

Aufgenommen von PETER NIEDERBACHER in den Jahren 1977, 1978, 1979.

Unter Berücksichtigung der Kartierungen von O. AMPFERER 1932, W. GROTTENTHALER 1968, O. KRAUS 1965, J. KROLL 1965, L. RENATUS 1968, O. SCHMIDEGG 1959.

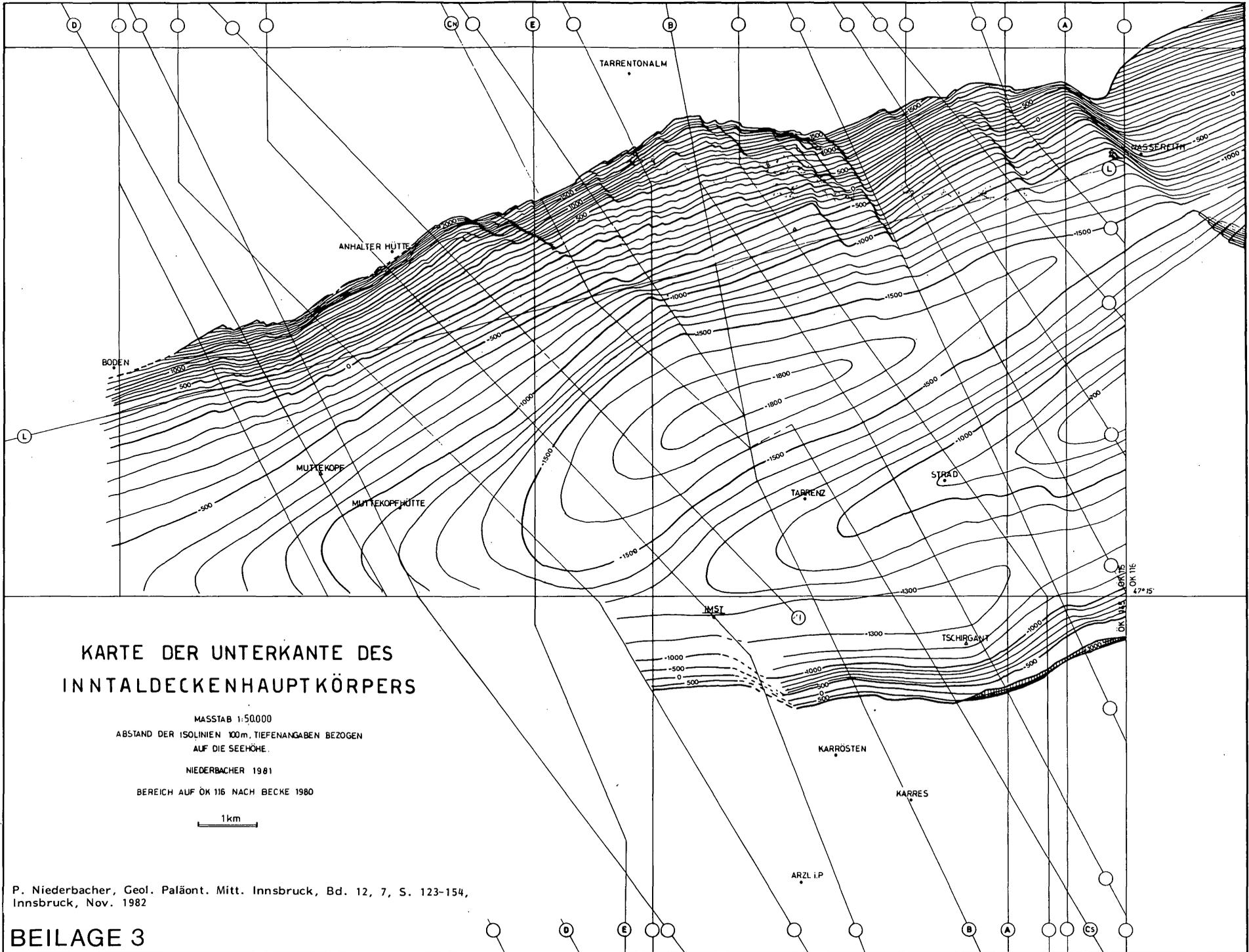
Tektonik nach A. TOLLMANN 1973, 1976, J. WESTRUP 1970 und eigenen Ergebnissen.

Maßstab 1:25.000



BEILAGE 1

NIEDERBACHER 1982



KARTE DER UNTERKANTE DES
INNTALDECKENHAUPTKÖRPERS

MASSTAB 1:50.000
ABSTAND DER ISOLINIEN 100m, TIEFENANGABEN BEZOGEN
AUF DIE SEEHÖHE.

NIEDERBACHER 1981
BEREICH AUF ÖK 116 NACH BECKE 1980

1km

P. Niederbacher, Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 12, 7, S. 123-154,
Innsbruck, Nov. 1982