

Zur Geologie des NW-Randes der Gurtaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich)

Von JULIAN PISTOTNIK*)

Mit 1 Geologischen Karte der Umgebung von Innerkrems (Gurktaler Alpen) 1:10.000 (Beilage 1) und einem Idealprofil des Stangalm-Mesozoikums um Innerkrems (Abb. 1)

Inhalt

Zusammenfassung — Summary

Vorwort

1. Einführung
 2. Gesteinsbeschreibung und Stratigraphie
 - 2.1 Kristallines Grundgebirge
 - 2.2 Stangalm-Mesozoikum
 - 2.3 Gurktaler Masse
 3. Lagerungsverhältnisse und Tektonik
 4. Fazielle Zuordnung des Stangalm-Mesozoikums
- Angeführte Literatur

ZUSAMMENFASSUNG

Die im Zuge einer Neuaufnahme verfeinerte und zum Teil geänderte Gliederung des zentralalpinen Stangalm-Mesozoikums steht nach Abzug der durch Tektonik und Metamorphose aufgeprägten Merkmale nicht unbedingt im Gegensatz zum nordalpinen Faziesraum.

SUMMARY

Apart from its tectonic and metamorphic features the by the author more detailed and partly altered mesozoic sequence of the „Stangalm“ (Central Alps) not necessarily implies a separation from the facies of the Northern Calcareous Alps.

VORWORT

Die vorliegende Arbeit basiert auf einer Dissertation am Institut für Geologie der Universität Wien unter der Leitung von Univ.-Prof. Dr. E. CLAR. Vor allem ihm sei an dieser Stelle für die seinerzeitige Betreuung sowie seine Bereitschaft zu Beratung, Diskussion und Exkursionen im Rahmen der Fortsetzung der Arbeiten in dem beschriebenen Gebiet herzlichst gedankt.

*) Anschrift des Autors: Dr. JULIAN PISTOTNIK, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

1. EINFÜHRUNG

Grundlage der Arbeit ist eine in den Jahren 1965 bis 1969, mit Erweiterungen bis 1973 durchgeführte Kartierung des Raumes um Innerkrems im Maßstab 1:10.000 mit entsprechenden Vergrößerungen der OK Blatt 183 Radenthein als topographischer Grundlage. Frühere Kartendarstellungen, die das Arbeitsgebiet ganz oder teilweise umfassen, gehen nicht über den Maßstab 1:25.000 hinaus und finden sich bei A. THURNER, 1927, K. HOLDHAUS, 1933, H. STOWASSER, 1956, und P. BECK-MANNAGETTA, 1960.

Das Stangalm-Mesozoikum erfuhr seit der Auffindung von Triasfossilien (K. HOLDHAUS, 1921) in diesem (vorwiegend Karbonat-)Gesteinszug verschiedene, einander vielfach widersprechende Deutungen (siehe H. STOWASSER, 1956:76 ff.). Seit dem durch H. STOWASSER, 1956, geführten Nachweis der stratigraphischen Zusammengehörigkeit des karbonatischen Randstreifens des Gurktaler Paläozoikums und nunmehr einheitlich alpidischer Deutung der tektonischen Ereignisse als Überschiebung einer Gurktaler Decke über kristallines Grundgebirge und diesem aufliegendes Mesozoikum aus SW verlagert sich in der Folge die Problematik dieses Raumes auf tektonische Fragen, zu deren Klärung unterstützend auch fazielle Argumente bezüglich des Mesozoikums herangezogen wurden (A. TOLLMANN seit 1958, E. KRISTAN-TOLLMANN und A. TOLLMANN, 1964). Die Diskussion der tektonischen Verhältnisse, die grundsätzlich Fragen des Ostalpenbaues berührt, polarisiert sich in eine Deutung des Paläozoikums als Gurktaler Decke, die über mittelostalpinen Kristallin und Mesozoikum fernüberschoben ist (A. TOLLMANN ab 1959), welcher Auffassung die Möglichkeit der Einbindung des Mesozoikums in den oberostalpinen Faziesraum und Interpretation als transgressiv auf Kristallin und Paläozoikum liegend, im Zuge der alpidischen Ereignisse partiell randlich durch Paläozoikum eingeklemmt, gegenübersteht (E. CLAR, 1965).

Der vorliegende Bericht kann in dieser grundsätzlichen Fragestellung keine Entscheidung fällen. Es sollen lediglich die Erkenntnisse einer Neuaufnahme eines Teilgebietes in dem fraglichen Raum als Diskussionsbeitrag vorgestellt werden. Eine Entscheidung von regionalgeologischer Gültigkeit kann erst nach Abschluß der Aufnahmen im Randbereich der Gurktaler Einheit erwartet werden.

2. GESTEINSBESCHREIBUNG UND STRATIGRAPHIE

2.1 Kristallines Grundgebirge

Dieses bildet mit seiner voralpidischen metamorphen und tektonischen Prägung die primäre Unterlage der darüber folgenden permotriasischen Abfolge. Eine eingehende Beschreibung erfolgt an anderer Stelle, weshalb hier nur eine kurze Erläuterung zur Karte gegeben werden soll.

Als tiefstes Element treten ausgezeichnet parallel texturierte plattig absondernde Biotit-Paragneise auf, die senkrecht zum s und im Streichen regellose Übergänge in gröber- und feinerkörnige Typen aufweisen. Neben Quarz und Feldspat (Plagioklas) dominieren Glimmer, wobei Biotit an fast allen Stellen überwiegt; Granat ist häufig (meist bis 2 mm Größe) vorhanden, fehlt aber stellen- und lagenweise. Nur in lokal

beschränkten Zonen intensiver Durchbewegung und Zerschering weist das sonst ruhige Parallelgefüge eine phyllitisch anmutende Zerlegung und Fältelung auf.

Im Hangenden dieser Biotitgneise, in manchen Bereichen mit diesen (vermutlich tektonisch) verzahnt, folgt eine Glimmerschiefer-Paragneisserie, deren auffälligster Unterschied vor allem in der großen Variationsbreite der mineralogischen Zusammensetzung und des Gefüges sowie dem meist raschen Wechsel dieser Merkmale besteht. Aus diesem Grund und wegen des Auftretens in vorwiegend schlecht aufgeschlossenen Gebietsteilen wird auf eine genauere kartenmäßige Ausscheidung in diesem Paragesteinskomplex verzichtet. Überwiegend handelt es sich um fein- bis mittelkörnige (Hell-)Glimmerschiefer mit allen Übergängen in Paragneise (plattig, megaskopisch höherer Feldspatgehalt, offenes Glimmergefüge), Quarzite und phyllitische Typen (Überwiegen der Schichtsilikate). Lokale Einschaltungen von Hellglimmer-Chlorit-Biotit-Hornblendeschiefern (Amphibolitderivate) fanden sich am Altenberg (NW-Hang) und am S-Abfall des Peitler Nocks. Einschaltet in das Parakristallin finden sich mehrere Lamellen von blastomylonitischem (Bundschuh-)Orthogneis mit überwiegend grobem Korngefüge und deutlicher Paralleltexur (Längung von Quarz und Feldspat, Lagen und Züge von Hellglimmer). Feldgeologisch unterscheidbar sind Augengneise und solche mit granitischem Habitus, allerdings mit fließenden Übergängen. Es kann nicht entschieden werden, ob die Differenzierung auf eine primäre Ausbildung von porphygranitischen Anteilen im Pluton zurückgeht oder eine nachträgliche, durch lagenweise stärkere Kataklase hervorgerufene Erscheinung darstellt. Die letzte, jetzt erkennbare mechanische Beanspruchung ist sowohl in den gleichkörnigen als auch Augengneispartien erkennbar. In den marginalen Bereichen ist die Beanspruchung stärker als in den zentralen Teilen erkennbar, sie wirken intensiver und dadurch feinerlagig geschiefert, womit eine durchschnittliche Kornverkleinerung verbunden ist. Eine Quarzitbildung als mylonitische Randfazies (A. THURNER, 1927, 1937) wurde allerdings nirgends beobachtet. Eine Gesamtgesteins-Altersbestimmung (Rb/Sr) ergab für den im Kremstal W⁹ Innerkrems liegenden Orthogneiszug ein Alter von 371 ± 12 Mio. Jahren (Oberdevon/Unterkarbon; R. A. CLIFF, 1968).

Die Gesteine des Kristallin lassen einen älteren Mineralbestand einer stärkeren Metamorphose erkennen (z. B. almandinreicher Granat, Biotit, aktinolithische Hornblende, grobe Hellglimmer, Staurolith), der unter den zuletzt wirksamen Bedingungen instabil wurde (Sericit-, Chloritbildung, Albitsprossung). Diese jüngere Überprägung unter Bedingungen der Grünschieferfazies erfaßte auch das auflagernde Permomesozoikum, womit sie als alpidisch eingestuft werden kann. Die ältere, die auch den Orthogneis prägte, dürfte (unter Zugrundelegung der Altersbestimmung) der variskischen Phase zuzuordnen sein.

2.2 Stangalm-Mesozoikum

Im Folgenden wird nur auf die Horizonte näher eingegangen, die gegenüber dem bisherigen Kenntnisstand (H. STOWASSER, 1956; A. TOLLMANN, 1958 a) neu oder in abgeänderter Form erfaßt wurden. Vorausschickend sei bemerkt, daß die folgende Gliederung fast durchwegs auf lithologischen Merkmalen und deren Vergleich mit ähnlichen Serien beruht, so daß der Versuch einer zeitlichen Zuordnung der unterscheidbaren Horizonte weiterhin mit dem Mangel einer exakten paläontologischen Aussagekraft des Materials behaftet sein muß.

2.2.1 Quarzite [(Permo)Skyth]

Diese wurden nur an wenigen Stellen des Gebietes angetroffen, was aus der exponierten Position im Liegendsten des mesozoischen Schichtenstoßes verständlich ist. Anstehend sind sie lediglich im Saueregggraben, beim Knappenhaus am Grünleiten-N-Abfall, im Schulterbach sowie im Heiligenbach bei der Kirchbaumerhütte und E' der Postmeisteralm jeweils an der Basis des Mesozoikums und teilweise in die weiteren Schichtglieder desselben übergehend vorhanden. Der Kontakt zur kristallinen Unterlage ist tektonisch überprägt, nur das letztgenannte Vorkommen macht eine transgressive Auflage durch Muldenfüllung im Untergrundrelief wahrscheinlich.

Diese Quarzite sind vorwiegend hellgraue, mittel- bis feinkörnige Gesteine mit Bankung im cm- bis dm-Bereich. Lagenweise treten Metakonglomerate mit bis cm großen quarzitischen Geröllern auf, die teilweise Schrägschichtungen abbilden. Neben Quarz und Hellglimmer (als Sericit; apfelgrüne Färbung — Phengit?) ist bei der Postmeisteralm vermutlich neu gebildeter Biotit erkennbar.

U. d. M. liegt ein Grundgewebe aus granoblastischem Quarz und Hellglimmerschuppen bis -zügen vor, in dem Feldspatbruchstücke (stark korrodiert, Saum von Hellglimmer und Chlorit) und gut gerundete quarzitische Geröllchen eingebettet liegen. Die Probe Postmeisteralm zeigt in s-parallelen Hellglimmerlagen Biotitschuppen. Relativ häufig ist Erz (bis 15 Prozent).

2.2.2 Sericitschiefer, Rauhwanke, Sandkalk („Alpiner Röt“) — (Oberskyth — ? Anis)

Aus den Quarziten im Saueregg- sowie im Heiligenbachgraben entwickelt sich eine bis 8 m mächtige Folge von Sericitschiefern mit quarzitischen Zwischenlagen, in der im Hangenden lagige Einschaltungen gelblicher, mit limonitischer Verwitterungskruste überzogener Rauhwanke auftreten. In größerer Mächtigkeit ist die gleiche Rauhwanke am Knappenriegel vertreten. Dort wird das Gerüst dieses Gesteins von bis cm großen Bruchstücken eines dunkelgrauen, dolomitischen Kalkes gebildet, dazwischen finden sich immer wieder Schmitzen von teilweise sandigem Sericitschiefer, in den Hohlräumen sind noch Reste von Quarzsand vorhanden. Im Hangenden wird der Rauhwankehorizont durch einen dunkelgrauen, gebankten Sandkalk begrenzt, der sich durch Zurücktreten der rauhwankeigen Lagen aus ersterem entwickelt und in dem schon megaskopisch die lagig angereicherte Einstreuung von Quarz und Hellglimmer erkennbar ist.

2.2.3 Dünnschichtige Dolomite bis Dolomitschiefer (Anis)

Damit werden Gesteine verschiedener Ausbildung zusammengefaßt, die im Aufschluß differenzierbar, im gesamten aber erst durch ihre Vergesellschaftung als dem vermutlich tieferen Anis zuordenbarer Horizont erfaßbar sind. In der Hauptsache sind es mittel- bis dunkelgraue, hell verwitternde und stark zerklüftete, im cm-Bereich geschichtete Dolomite, die häufig auch eine deutliche und lateral verschwimmende Bänderung aufweisen. Üblicherweise erscheinen sie dicht, nur lokal und bei dickerbankigen Typen ist ein feinkristallines Korn sichtbar. Ohne erkennbare Regelmäßigkeit oder Abfolge geht der dünnschichtige Normaltypus vertikal und lateral einerseits in gebankte bis dickbankige Dolomite sonst gleichen Aussehens, andererseits in Dolomitschiefer und -phyllite über. Allgemein ist ein relativ hoher Tongehalt, der sich durch die metamorphe Überprägung als sericitischer Belag auf den s-Flächen niederschlägt.

In einem Dünnschliff (Mattehans-S-Fuß) wurden organische Reste gefunden, die den Schluß auf Echinodermen (Crinoiden), eine nähere Bestimmung aber nicht zulassen.

2.2.4 Dickbankiger, vererzter Dolomit (Anis)

Dieser geht aus den dünnschichtigen Dolomiten hervor und ist bei unvollständiger Metasomatose dunkelgrau, im dm-Bereich gebankt und feinkristallin. Die (ankeritische) Vererzung (O. M. FRIEDRICH, 1936, 1953) ist auch an Stellen des Überganges aus dem dünnschichtigen Komplex auf den dickbankigen Horizont beschränkt, so daß eine Disposition (vielleicht chemischer Art) für die Vererzung angenommen werden muß.

2.2.5 Kalkphyllite — Bänderkalke (-dolomite) (Anis)

Vorwiegend hellgraue, dickbankige, (grob)kristalline Kalkmarmore mit einer selten fehlenden, lokal in der Schärfe wechselnden hellgrau-dunkelgraublauen Bänderung. Diese, nach E. CLAR, 1926, 1928, eine durch die Durchbewegung verdeutlichte Sedimentanlage, die das sedimentäre s abbildet, verläuft zumeist streng parallel und läßt nur stellenweise, wo die Aufschlußgröße eine Verfolgung über den Meterbereich hinaus erlaubt, Umbiegungen und Diskordanzen erkennen, die auf Faltenlegung und extreme Gleichschichtung hinweisen.

Obwohl schiefrige Elemente willkürlich in allen Teilen dieses Niveaus auftreten, wobei tektonische Ursachen von stratigraphisch-faziellen Gegebenheiten nicht trennbar sind, ist der Übergang über dünnerschichtige, zum Teil mit Glimmerhäutchen versehene Typen und Kalkschiefer zu meist dunkelgrauen Kalkphylliten schwerpunktmäßig gegen das Liegende zu anzunehmen. Diese Phyllite sind auf Grund ihres zwar wechselnden, aber stets vorhandenen Karbonatgehaltes von Schiefen anderer Position im mesozoischen Schichtenstoß auseinanderzuhalten. Der Begriff „Bockbühelschiefer“ für eine durchlaufende Schieferfazies (H. STOWASSER, 1956) ist für den hier beschriebenen Bereich aus Gründen der Differenzierbarkeit nicht anwendbar.

Ebenso regellos sind (bis zu bankweisem Wechsel) Übergänge in optisch völlig gleich ausgebildeten Bänderdolomit vorhanden, für den eine eventuelle Horizontbeständigkeit durch schlechte Aufschlußverhältnisse und starke tektonische Beeinflussung (Schuppenbau) nicht nachweisbar ist.

2.2.6 Dolomitschlierkalk, Dolomit mit Hornstein (höheres Anis — ? Ladin)

Es handelt sich um deutlich gebankte, hellbraun anwitternde, feinkristalline Kalke von vorwiegend dunkelgrauer, stellen- und lagenweise auch hellgrauer bis rötlicher Farbe mit herauswitternden Lagen und Schlieren von sowohl Dolomit als auch Hornstein. Die Hornsteine zeigen eine größere Konstanz ihrer lagenförmigen Ausbildung, sie liegen nur selten als linsen- oder nestförmige Einschaltungen vor. Beide können sowohl allein als auch gemeinsam vorhanden sein, in letzterem Fall tritt die Dolomitführung zurück. Vereinzelt (am Knappenriegel häufig) sind stark umkristallisierte Crinoidenstielglieder, manchmal mit fünfkantigem Querschnitt, in dem Gestein vorhanden.

U. d. M. ist ein xenoblastisches Pflaster miteinander teilweise verzahnter Karbonatkörner mit einer durchschnittlichen Korngröße zwischen 0,05 und 0,08 mm erkennbar. In Abständen von einigen mm treten bis 5 mm dicke Lagen von leicht gelängten, schwach undulösen, gegeneinander mit glatten Grenzen versehenen Quarzkristallen, bis 2–3 mm groß, auf. Das ursprünglich mikritische Gestein besaß einen gewissen Tongehalt (wie er auch für riffernere anisische Hornsteinkalke der Nördlichen Kalkalpen typisch ist), der jetzt in Form von kleinen Hellglimmerneubildungen vorliegt. Schwach angedeutete eckige bis nadelförmige Bereiche mit gröberer Kalzitfülle sind vielleicht auf Spongiennadeln zurückführbar, häufiger als diese sind aber meist unscharf begrenzte, im Durchmesser bis 3 mm große, ebenfalls mit gegen die Umgebung abstechenden größeren Kalziten gefüllte Gebilde mit vereinzelt pentagonalem Umriss vorhanden, die mit ziemlicher Sicherheit als Crinoidenreste anzusprechen sind.

Im südlichen Bereich (Eisental-Mündung) liegen als Vertreter dieses Niveaus Dolomite mit Hornsteinschlieren vor, deren hellglimmerige Schichtbestege sich bis zu cm-mächtigen Mergelschieferlagen verdicken können.

Vergleichbare Gesteine anderer zentralalpiner Mesozoika in gleicher Position (im Hangenden des Bänderkalkniveaus) wurden mittels Crinoiden in das mittlere Anis eingestuft (A. TOLLMANN, 1958 b; E. KRISTAN-TOLLMANN und A. TOLLMANN, 1967). Auf Grund dieser Angaben gewinnt der Hinweis von A. TOLLMANN, 1958 a: 66 gesteigerte Bedeutung, wo die Auffassung dieses Gesteinstyps als Reiflinger Kalk für den Bereich der Innerkrems angedeutet wird. Dieser Deutungsmöglichkeit folgend wird daher die Grenze Anis/Ladin in dieses Niveau gelegt (Abb. 1).

2.2.7 Dunkelgrauer plattiger Dolomit (Unter-Ladin)

Als Basisentwicklung des Hellen Dolomites treten an einigen Stellen des Gebietes schwarzgraue, hellblaugrau verwitternde, meist plattige, jedenfalls aber deutlich gebankte kristalline Dolomite auf. Der Übergang in das Hangende vollzieht sich allmählich durch Verlust des Pigments und über gebänderte Typen, deren dunkle Bänder an Dicke sowie Intensität der Färbung abnehmen.

2.2.8 Heller (Wetterstein-) Dolomit (Ladin)

Dieses mächtigste und auch flächenmäßig dominierende Gestein der Abfolge ist in seiner Hauptmasse ein zuckerkörniger, weißer bis gelblicher, sehr selten hellgrauer Dolomitmarmor, in dem häufig unscharf begrenzte Bereiche mit bräunlicher und grauer Bänderung auftreten. Eine meist vorhandene engständige Klüftung (3—5 cm) bewirkt mit den Schichtfugen (von ersterer durch Sericitbesteuge zu unterscheiden) einen würfelförmigen bis rhomboedrischen Zerfall. Die undeutliche dm-Bankung verliert sich stellenweise, doch wurden in den eher massig wirkenden Anteilen keine Hinweise auf Riffbildungen gefunden.

Die Hangendpartien des Dolomitkomplexes weisen gegenüber dem Normaltyp eine etwas abweichende Ausbildung auf. Sie zeigen eine deutliche Bankung, sandige Verwitterungsflächen und im Bruch eine (dunkel)blaugrau-weiße Bänderung. Die kristalline Körnung ist feiner und fehlt zum Teil gänzlich. An solchen Stellen ist vielfach eine feine Laminierung, die an Algenrasen erinnert, erkennbar, doch ließ sich durch die Homogenisierung im Dünnschliffbereich kein diesbezüglicher Nachweis führen.

Lokal treten schiefrige Einschaltungen auf, die sowohl nahe der Unter- als auch der Obergrenze (Karlbad, Eisental) 2—3 dm Mächtigkeit erreichen können. Über dolomitische Mergelschiefer sind bis zu dunkelgrauen, nur schwach karbonatischen Tonschiefern alle Übergänge gegeben.

2.2.9 Metakonglomerate, quarzitische Sandsteine — phyllitische Tonschiefer (Karn)

Diese in der bisherigen Literatur sehr verschieden gedeuteten Gesteine erweisen sich schon durch ihre Verbreitung im Kartenbereich als stratigraphisches Niveau. Der Horizont wird an manchen Stellen (Kasper-Kopf, 1. Graben E' Saueregggraben, Obere Sauereggalm, Grünleitennock-E-Hang, Eisentalhöhe-SW-Hang) durch bis 3 m mächtige Metakonglomerate mit quarzitischen, bis 5 cm großen Komponenten eingeleitet. Aus diesen entwickelt sich hangend jene feinerklastische Serie, die den Hauptanteil bildet und aus feinlagigen quarzitischen Sandsteinen und Tonschiefern, die in Bereichen stärkerer Durchbewegung (und Ausdünnung des Horizontes) als (Chlorit-) Sericitphyllite vorliegen, besteht.

2.2.10 Hornsteinkalk (Ober-Karn)

Aus den phyllitischen Schiefen geht durch Wechsellagerung über 5—6 m (Obere Sauereggalm, Gräben E' Saueregggraben) ein geschichteter bis gebankter, gelblichweißer bis bräunlicher, feinkristalliner Kalkmarmor hervor, in dem örtlich bis zu cm-Dicke answellende Hornsteinlagen auftreten. Gegen das Hangende nimmt der Hornsteingehalt und die Dicke der Lagen ab, es schalten sich einzelne graublau bis grauweiße Bänder in die Karbonatgrundmasse ein, die zunehmend dolomitisch wird, ihre Kristallinität abbaut und eine brecciöse Struktur annimmt, womit der Übergang in den darüber folgenden Dunklen (Haupt-)Dolomit gegeben ist.

2.2.11 Kieseldolomit (Ober-Karn)

Im Bereich des Leobengrabens (W⁷ Tangern-Alm) folgt über hier nur geringmächtigen Tonschiefern (des tieferen Karn) ein hell- bis mittelgrauer, weißlich verwitternder, dichter bis feinstkristalliner Dolomit mit kleinstückigem und durch hohen Kieselgehalt scharfkantigem Bruch. Die Schichtung liegt im cm-Bereich, stellenweise ist graue oder braune Bänderung vorhanden. Daneben ist in manchen Abschnitten eine Internbreccie sichtbar, die zusammen mit lokal ausgebildeten, scharfen und materialunterschiedenen Schichtflächen (?Algenrasen) ein Trockenfallen des Sediments andeutet. Der Eindruck eines lagunären Ablagerungsmilieus wird durch runde und röhrenförmige Organismenreste, die als Algen deutbar sind, verstärkt (das Material ist zur Zeit in Bearbeitung).

2.2.12 Dunkler (Haupt-) Dolomit (Nor)

Im N-Teil des Gebietes mit dem Hornsteinkalk, im S mit dem Kieseldolomit durch Übergänge verbunden, folgt hangend ein mittel- bis hellgrau anwitternder, im Bruch fast immer dunkelgrauer, meist dichter (selten feinkristalliner) Dolomit. Neben bituminöser Geruchsentwicklung zeichnet er sich vor allem durch seine kleinbrüchig-brecciöse Struktur aus, wobei die vorwiegend zwischen 5 und 10 mm großen Bruchstücke meist fugenlos, oft nur durch geringe Farbunterschiede erkennbar, aneinanderschließen. Wo Zwischenräume auftreten, sind diese durch Kalzit verheilt. Megaskopisch sind lokal (Leobengraben) Gastropodenreste, im Dünnschliff röhrenförmige Organismen mit poröser Wandstruktur (?Dasycladaceen) erkennbar. Eine lokal in den tiefsten Teilen auftretende schiefriige Entwicklung liegt am SE-Abfall der Eisentalhöhe vor.

2.2.13 Plattenkalk und -dolomit (Nor — ? Rhät)

Der nur selten und undeutlich gebankte Dunkle Dolomit geht hangend unter Verlust der Brecciosität in dünnbankige, zum Teil laminierte, graubraune kalkige Dolomite mit stellenweise auftretenden Dolomit- und Hornsteinschlieren über.

U. d. M. ist das Gestein ein Mikrospatit mit Druckflaserung. Besonders in Zwickeln dieser Flaserung ist Dolomitisierung zu beobachten, welche Bereiche die herauswitternden Dolomitschmitzen bilden. Statistisch verteilte Quarzkörnchen führen bei stärkerer Konzentration zu Hornsteinleistchen. Als Spuren von Organismen sind ringförmige kalzitgefüllte Strukturen (Spongiennadeln ?, Crinoiden ?) vorhanden.

2.2.14 Dunkle Kalke, Mergel- und Tonschiefer (Rhät)

Diese biogenreichen Hangendschichten des Mesozoikums im Bereich der Karte wurden durch E. KRISTAN-TOLLMANN und A. TOLLMANN, 1964, eingehend beschrieben, eine Darstellung dieser Kössener Schichten kann daher hier unterbleiben.

2.3 Gurktaler Masse

2.3.1 Gurktaler Phyllite mit Grünschieferlagen und Dolomitlinsen

Die über große Bereiche eintönig ausgebildete altpaläozoische Auflage des Mesozoikums bilden dunkelgraue, intensiv zerscherter und gefaltete, feinelagige Sericit-Quarzphyllite. Ihrer klastischen Abkunft entsprechend finden sich darin quarzitisches Gestein sowie Metakonglomerate, deren quarzitisches Gerölle eine extreme Längung und Auswulzung erfahren haben. Stellenweise sind in dieser Folge als Tuffabkömmlinge gedeutete Grünschiefer enthalten. Ein solches ist im Kartenbereich als feldspatführender (Albit)-Chlorit-Sericit-Quarzphyllit enthalten. Lokal treten karbonatische Linsen (grobkristalline, gebänderte Dolomitmarmore mit Quarzschneuren) auf, die durch feinelagigen Wechsel mit den Phylliten verbunden sind.

2.3.2 Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer (Königstuhl-Karbon)

Das Spektrum dieses klastischen Komplexes umfaßt alle Korngrößen von Psephiten mit bis 20 cm großen Komponenten bis zu pelitischen Schieferen, welche die von W. J. JONGMANS, 1938, zur Einstufung in das Oberkarbon verwendeten Floren enthalten. Der Charakter dieser (variskischen) Molassesedimente wird durch vertikale und laterale Korngrößenübergänge, Gradierungen und Schrägschichtung deutlich gemacht. Überwiegend liegen als Komponenten gerundete (in den liegenden Partien durch stärkere Durchbewegung gelängte bis ausgewalzte) quarzitisches Gerölle (Restschotter) von einigen cm Größe vor, selten finden sich Lydit- und Phyllitbruchstücke (Material des Gurktaler Paläozoikums?).

2.3.3 Klastische Rot-(Werchzirm-)Schichten (Perm)

Meist matt glänzende, milde, feinschichtige, ebenflächige Tonschiefer von roter (im entfärbten Zustand graugelber oder grüner) Farbe, die über feinsandige Einschaltungen in Sandsteinbänke übergehen. Locker eingestreut sind Quarz(it)geröllchen, lagig finden sich Breccienhorizonte, deren Komponenten vorwiegend (offenbar resedimentiertes) Werchzirm-Material, daneben Sandsteinbruchstücke vom Habitus der Karbonsandstein, Quarzite und Lydite sowie grobkristalline, helle Kalkmarmore sind. Der im Vergleich zum Karbon geringe Reifegrad des Sedimentes macht eine Deutung als Lokalschutt wahrscheinlich.

An zwei Stellen (Sauereggnock-NW-Hang, Eisenthalhöhe) ist der sonst scharfe lithologische Umschlag (Karbon-)Konglomerate/Rotschichten nicht gegeben. Der hier auch auffallend grobe und polymikte Geröllbestand der hangendsten Konglomeratlagen setzt sich in eine Matrix in Werchzirmfazies (rote Tone und Sande) in gleicher Ausbildung fort.

Zur bisher unsicheren Einstufung der Werchzirm-Schichten in das Perm soll nur erwähnt werden, daß sie außerhalb (E') des hier behandelten Gebietes hangend in Werfener Schichten übergehen (mündl. Mitt. E. ERKAN).

3. LAGERUNGSVERHÄLTNISSE UND TEKTONIK

Der kristalline Unterbau des Mesozoikums zeigt in der zum jüngeren Bauplan regional diskordanten Anordnung seiner Gesteinskörper (Orthogneislamellen) deutlich variskische Verformungsspuren. Die alpidische Tektonik bewirkte in diesem Komplex nur mehr eine Gleichschichtung der flächigen Gefügeelemente unter Reaktivierung der älteren Achsenrichtung (E—W bis ENE—WSW), führte aber zu einer Ablösung der mesozoischen Sedimenthülle (die an fast allen Stellen einen deutlich tektonisch überprägten Kontakt aufweist), die ihrerseits vom Gurktaler Paläozoikum überschoben wurde (wobei innerhalb dieses die starre Masse des Königstuhl-Karbons noch Eigenbewegungen auf seiner Phyllitunterlage durchführte; vgl. H. STOWASSER, 1956:186 ff.). Als Folge der „Gurktaler Überschiebung“ ergab sich am N-Rand des Mesozoikums eine tektonische Anschoppung seiner tieferen Anteile (3 Hauptschuppen, markiert durch die Wiederholung der anisich-ladinischen Schichtglieder mit vielfältiger Reduktion und Eliminierung einzelner Horizonte). Am W-Rand der paläozoischen Schubmasse lagen dabei insofern besondere Verhältnisse vor, als diese dort bereits ihren primären Rand hatte (was die nur gering mächtige Karbonunterlage der Werchzirm-Schichten auf der Eisentalhöhe zeigt, wo basale Abschürfung prinzipiell nicht größer angenommen werden kann als an anderen Stellen des Karbonkomplexes).

Die Einklemmung des Mesozoikums am W-Rand der Gurktaler Masse, von R. SCHWINNER, 1932, als Folge einer zweiten, W-gerichteten Überschiebungsphase, von H. STOWASSER, 1956, durch Bewegungen im NW-gerichteten Achsengefälle gedeutet, wurde von E. CLAR, 1965:25, mit einer Streckung der paläozoischen Gesteine parallel dem B ihrer Hauptverformung begründet. Auch in dem Gebiet um Innerkrems ist für einen solchen, gegen W gerichteten Bewegungsplan eine Reihe von Belegen zu finden. Es sind dies neben vorwiegend mittelsteil (30—40°) gegen E einfallenden „streckenden Okl-Flächen“ (E. CLAR, 1965) vor allem die in den schiefrigen Gesteinen aller Stockwerke auf den s-Flächen als Knitterung oder Wellung auftretenden, um die N—S-Richtung pendelnden axialen Überprägungen sowie Fältelungen und Schleppungen mit W-Vergenz. Im Lagerungsbild äußert sich die Streckung und Aufschiebung vor allem in der Verkippung der Schichtflächen des Mesozoikums am W-Rand der Gurktaler Masse zu SE- bis E-Fallen, was besonders am Kamm gegen den Peitler Nock an der saigeren Lagerung erkennbar ist, und vor allem im Mesozoikum, aber auch im Königstuhl-Karbon den Eindruck umlaufenden Streichens um die W-Grenze vermittelt.

Ein vorläufig nicht gelöstes Problem bildet das Ausmaß der Bewegung im Gleithorizont des karnischen Schieferbandes, welche ursprünglich weiter auseinander gelegene Mesozoikumsanteile einander angenähert haben dürfte. Hinweise darauf sind der unterschiedliche Beanspruchungsgrad (Metamorphose) in den tieferen, weiter nördlich gelegenen Mesozoikums-

anteilen im Vergleich zu den obertriasischen Schichtgliedern im Bereich des Leobengrabens (die mit der nicht metamorphen, transgressiven Permotrias-Hülle des Pfannocks, S' des hier behandelten Gebietes, verbindbar sind). Auch die unterschiedliche Ausbildung im Ober-Karn (s. Abschn. 2.2.) deutet eine solche Möglichkeit an. Diese (aufschiebende) Bewegung (in Abb. 1 schematisch angedeutet) ist im Hauptdolomit — mit dem beide oberkarnischen Entwicklungen durch Übergänge verbunden sind — nicht verfolgbar. Auch die den beiden eventuell trennbaren Mesozoikumsteilen gemeinsame Aufschiebung des Gurktaler Paläozoikums muß zur Klärung der angeschnittenen Frage bezüglich der räumlichen und zeitlichen Auflösung berücksichtigt werden.

Aus dem beschränkten Bereich des Gebietes ist es nicht möglich, entscheidende Gesichtspunkte über die tektonische Natur der Gurktaler Masse und ob der Überschiebung Deckencharakter zukommt, zu gewinnen. Die Ergebnisse der Aufnahme sind jedoch problemlos mit dem von E. CLAR, 1965, aus einem größeren Rahmen entwickelten „Bewegungsbild der Ostalpen“ zu vereinbaren.

4. FAZIELLE ZUORDNUNG DES STANGALM-MESOZOIKUMS

Die Gleichsetzung einzelner lithologischer Typen des Stangalm-Mesozoikums mit als gleichartig angesehenen Schichtgliedern anderer mesozoischer Bereiche reicht bis zur Entdeckung des triasischen Alters der Abfolge durch K. HOLDHAUS, 1921, zurück und spiegelt sich in deren Bezeichnung häufig wider (z. B. Ramsau- bzw. Wettersteindolomit, Raibler Niveau, Hauptdolomit, Kössener Schichten). In manchen Fällen wurde auch versucht, die gesamte Schichtenfolge mit anderen Mesozoika zu vergleichen (z. B. Hinweis K. HOLDHAUS' 1922: 101, auf das ähnlich ausgebildete Brennermesozoikum), doch standen dabei immer tektonische Gesichtspunkte im Vordergrund. Erst bei A. TOLLMANN, 1958 a, konkretisieren sich diese Ansätze im Sinne eines Versuches der Bestimmung der fazialen Zugehörigkeit des Stangalm-Mesozoikums zu einem bestimmten Bereich des ostalpinen Sedimentationsraumes (p. 66 f.), der von diesem Autor ab 1959 (p. 42 ff.) eine Selbständigkeit als „mittelostalpine“ Entwicklung innerhalb der zentralalpinen Fazieszone erhielt. Die dabei gegebene Charakteristik wurde in der Folgezeit insbesondere im Hinblick auf eine deutlichere Abgrenzung gegenüber dem als eng verwandt angesehenen unterostalpinen Faziesbereich verbessert und schärfer gefaßt (A. TOLLMANN, 1963, 1965, 1968). Gegenüber der Vorstellung A. TOLLMANNs von \pm parallel laufenden und gegeneinander scharf begrenzten Fazieströgen (die bei palinspastischer Rekonstruktion des alpinen Geosynklinalraumes große Überschiebungsweiten implizieren) erhob für den hier behandelten Raum E. CLAR, 1965: 26, Einwände und wies auf die Möglichkeit der primären Einordnung des Stangalm-Sedimentationsraumes innerhalb des kalkalpinen Bereichs unter Berücksichtigung der Tatsache, daß in den Gesteinen des Stangalm-Mesozoikums ursprüngliche Faziesmerkmale aus verschiedenen Ursachen weitgehend fehlen und vorhandene einen Vergleich mit den Nördlichen Kalkalpen durchaus zulassen, hin.

Die unter- bis mitteltriasischen Gesteinsabfolgen des hier untersuchten Raumes mit Quarzit, Serizitschiefern, Rauhwaacke, vorwiegend dolomitischen Schiefen, Bänderkalk und -dolomit, Dolomit- und Hornsteinschlierenkalk und dunklem Dolomit, der in den „Wetterstein“-Dolomit übergeht, entspricht der von A. TOLLMANN, 1965:118, gegebenen Charakteristik der zentralalpinen Fazies und ist der Unter- und Mitteltriasfolge des „mittelostalpinen“ Thörlers Zuges (E. KRISTAN-TOLLMANN und A. TOLLMANN, 1967) und des Unterostalpins (Radstädter Tauern, Semmering;

A. TOLLMANN, 1958 c, 1963 a, b, 1965) weitgehend ähnlich. Es scheint jedoch problematisch, diese Ähnlichkeit einer Reihe von Mesozoika (mit teilweise amputierter Schichtenfolge) zur Konstruktion eines mittelostalpinen Faziesraumes zu verwenden, dessen Gemeinsamkeiten zumindest teilweise in der allen Vorkommen anhaftenden tektonisch-metamorphen Fazies begründet sind. Das Ausmaß der im Zuge von Durchbewegung und Metamorphose aufgetretenen Konvergenzen, die eine Vergleichbarkeit einzelner Schichtglieder vortäuschen können, ist derzeit noch ebenso wenig erfaßbar wie die primäre fazielle Ausbildung der betroffenen Gesteine, die eine sichere fazielle Einordnung — oder Gegenüberstellung — der in Frage kommenden Serie ermöglichen könnte.

Wenn man die Abfolge des Stangalm-Mesozoikums unter diesem Gesichtspunkt betrachtet, muß man insbesondere die in den tieferen Teilen (Unter- bis Mitteltrias) vorhandenen Analogien zu anderen mesozoischen Serien im Bereich der Zentralalpen als mit geringer Beweiskraft versehen betrachten. Der Obertrias spricht auch A. TOLLMANN, 1965:120, die (lithologische) Aussagekraft über die Zuordnung zu nord- und zentralalpiner Fazies ab und begründet eine solche zu letzterer nur mit der von E. KRISTAN-TOLLMANN und A. TOLLMANN, 1964, aufgestellten Lungauer Biofazies des Rhät, deren Abtrennung von der Rhätentwicklung in den Nördlichen Kalkalpen mittels Arten- und Individuenzahl einer Fauna aus nur einem Profil allerdings nicht genügend gerechtfertigt erscheint.

Die vorliegende Triasserie kann unter Berücksichtigung des vorhin erwähnten Beanspruchungsgrades in Anlehnung an den von E. CLAR, 1965: 26, gemachten Vorschlag im bajuvarisch-tirolischen N-Randbereich des Sedimentationsraumes der Nördlichen Kalkalpen ohne Schwierigkeiten beheimatet werden. Bei einer derartigen Annahme ergäbe sich der Quarzit an der Basis des Stangalm-Schichtenstoßes als metamorphes Äquivalent des alpinen Buntsandsteines, die darüber folgenden (unter 2.2.2 beschriebenen) oberskythischen Serizitschiefern, die im Sinne der zentralalpinen Nomenklatur als „Alpiner Röt“ bezeichnet wurden, entsprächen metamorph gewordenen Werfener Schiefer. Eine derartige Deutung ist ohne Komplikationen möglich und für den zur Diskussion stehenden präsumptiven Ablagerungsraum durchaus vorstellbar. Dies um so mehr, als auch A. TOLLMANN, 1968 a, — im Widerspruch zu seinen früher gegebenen Definitionen der zentralalpiner Fazies, der er das Stangalm-Mesozoikum zuzählt —, aus dem Bereiche des Pfannocks (S' des Innerkremser Gebietes) das Auftreten von Werfener Schichten beschreibt und damit in eine allzu schematische Faziesgrenzziehung eine Bresche schlägt. Außerdem wäre die Frage zu prüfen, ob der „Alpine Röt“ tatsächlich als zentralalpines Faziesmerkmal zu werten ist, da eine diesem lithologisch sehr ähnliche Zusammensetzung dieses Niveaus beispielsweise in der sicher in nordalpiner Fazies entwickelten Trias (also in den dortigen Werfener Schichten) des Krappfeldes auftritt (W. WASCHER, 1969, G. RIEHL-HERWIRSCH und W. WASCHER, 1972).

Die Mitteltrias des Stangalm-Mesozoikums zeigt ebenfalls keine Merkmale, die einer Einordnung in den nordalpinen Sedimentationsraum widersprechen. Die Serie läßt einen Vergleich mit der voralpinen Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen zumindest im gleichen Ausmaß zu wie mit anderen Mesozoikumsresten des zentralalpinen Raumes. Obwohl direkte Gesteinsvergleiche wegen des unterschiedlichen Beanspruchungsgrades mit großer Unsicherheit behaftet sind, könnte das über der Rauhacke auftretende Niveau mit Gutensteiner und Reiflinger Kalken sowie Wettersteindolomit verglichen werden. Diese Horizonte besitzen allerdings nach jüngsten Untersuchungen des voralpinen Faziesbereiches (H. SUMMESBERGER und L. WAGNER, 1971, 1972) häufig und lokal wechselnd unterschiedliche Ausbildung und Umfang, so daß an der Brauchbarkeit der Mitteltrias für eine fazielle Korrelation, die durch metamorphe und tektonische Überprägung des Vergleichsmaterials auf die Abfolge beschränkt bleibt, gezweifelt werden muß.

Auf die enge Verwandtschaft der Obertrias zu den gleichaltrigen Bildungen der Nördlichen Kalkalpen wurde bereits hingewiesen. Tonschiefer und Sandsteine im tieferen, Kalke mit Hornstein im höheren Karn (mit möglicher Reichweite bis in das tiefere Nor?), Hauptdolomit, Plattenkalk und Rhät ermöglichen keine fazielle Unterscheidung vom nordalpinen Faziesraum. In diesem sind Klastika an der Basis der Obertrias in fast allen Teilbereichen vorhanden (z. B. Raibler oder Lunzer Schichten), in den darüber folgenden Horizonten ist Hornsteinführung kein seltenes Merkmal. Diese ist z. B. (in vergleichbarer Position) vielfach in den Oppnitzer Kalken vorhanden; es sei in diesem Zusammenhang (insbesondere im Hinblick auf die paläogeographische Einordnung) auch auf das Auftreten von hornsteinführenden Kalken im Bereich der Hallstätter Zone (z. B. Grauer Hornstein-Bankkalk, W. SCHLAGER, 1967:234 ff.) hingewiesen. Eine unmittelbare Verknüpfung dieses Sedimentationsraumes mit dem des Stangalm-Mesozoikums ist wohl auszuschließen, da die Hornsteinkalke der Innerkarns einen Übergang in den hangend folgenden dunklen (Haupt-)Dolomit aufweisen. Die Entscheidung, ob eine Nachbarschaft der Ablagerungsbereiche (eventuell unter Berücksichtigung der Möglichkeit eines Wanderns der Fazies) vorgelegen hat, kann erst nach Klärung der Verhältnisse in den Nördlichen Kalkalpen und hier vor allem der Frage, wie eng Becken- und Lagunenfazies aneinander anschließen, erwartet werden.

Ebensowenig aussagekräftig sind Vergleiche der Mächtigkeit, da im Stangalm-Mesozoikum kaum ungestörte Verbände vorhanden und dadurch derartige Angaben praktisch unmöglich sind. Es ist dadurch nicht möglich zu entscheiden, ob etwa eine kondensierte Schichtenfolge, einem Schwellenbereich entsprechend, vorliegt, doch ist dies eher nicht anzunehmen, da keine Anzeichen einer Mangelsedimentation gefunden wurden und der Vergleich mit gleichen oder ähnlichen Schichtgliedern anderer (zentralalpiner) Mesozoika sowie auch mit anderen Stellen innerhalb des Stangalm-

zuges eine wesentlich mächtigere Primärentwicklung als auf Abb. 1 angenommen, wahrscheinlich macht.

Die Schichtenfolge des Gebietes erlaubt zur Zeit keine modern begründete, sichere fazielle Zuordnung. Es fanden sich aber keine Kriterien, die eine Trennung vom nordalpinen und Einbeziehung in einen selbständigen (mittelostalpinen) Faziesraum notwendig erscheinen ließen. Es wird daher aus dem Gesichtswinkel dieses Gebietes der Deutung des Stangalm-Mesozoikums als liegendegebliebener Rest des Kalkalpennordrandes im Sinne von E. CLAR, 1965, im Hinblick auf die Raumersparnis bei der Abwicklung der Tektonik des ostalpinen Bereiches der Vorzug zu geben sein.

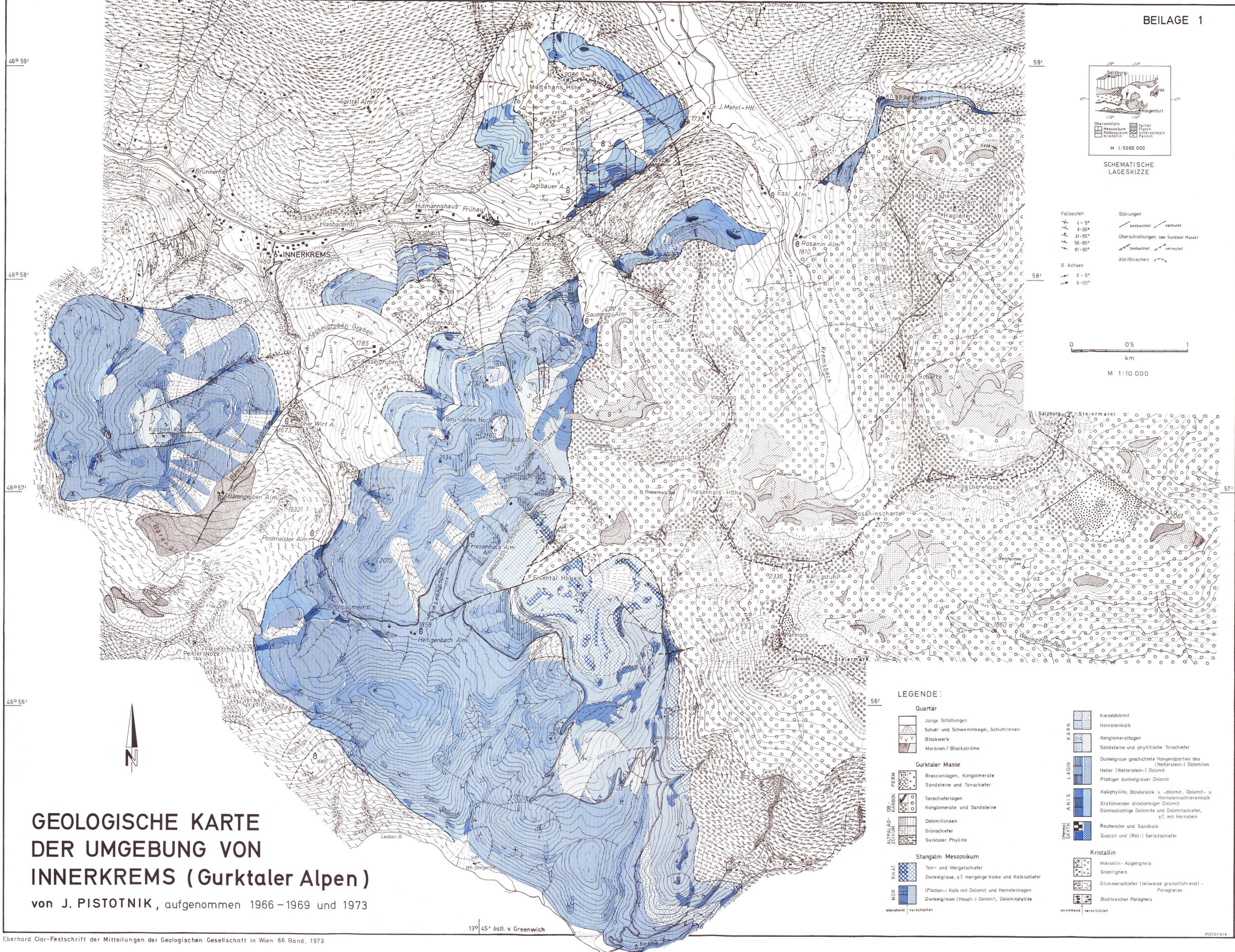
Angeführte Literatur

(Literatur vor 1956 siehe auch bei H. STOWASSER, 1956).

- BECK-MANNAGETTA, P., 1960: Die Stellung der Gurktaler Alpen im Kärntner Kristallin. — Int. Geol. Congr., XXI. Sess., Norden, XIII, 418—430, 1 Karte, Kopenhagen 1960.
- CLAR, E., 1926: Zur Frage der Entstehung der Bänderung von Kalken. — Geol. Archiv, 4, 1, 38—40, 3 Abb., München.
- CLAR, E., 1928: Zum Kapitel Lösungsumsatz in Kalken. — N. Jb. Min. etc., Abt. B, Beil. Bd. 60, 167—172, 3 Taf., 2 Abb., Stuttgart.
- CLAR, E., 1965: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. B.A., Sh. G, 11—35, 2 Abb., 4 Taf., Wien.
- CLIFF, R. A., 1968: Geological Studies of the South East Corner of the Tauern Window, Austria. — Unveröff. Diss. Univ. Coll. Oxford, 256 + 21 p., Oxford.
- FRIEDRICH, O. M., 1936: Über die Vererzung des Nockgebietes. — Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 145, 227—258, 1 Karte, 4 Abb., Wien.
- FRIEDRICH, O. M., 1953: Das Gebiet um die Turracher Höhe. — Carinthia II, 143 (63), 154—159, Klagenfurt.
- HOLDHAUS, K., 1921: Über die Auffindung von Trias im Königstuhlgebiet in Kärnten. — Anz. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 58, 3, 19—21, Wien.
- HOLDHAUS, K., 1922: Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 14 (1921), 85—103, Wien.
- HOLDHAUS, K., 1933: Neue Untersuchungen über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 25 (1932), 177—194, 1 Karte, Wien.
- JONGMANS, W. J., 1938: Die Flora des „Stangalpen“-Gebietes in Steiermark. — Compt. rendue, II. Karbonkongr., 3, Heerlen.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., und A. TOLLMANN, 1957: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 8, 75—90, Taf. 19—22, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., und A. TOLLMANN, 1964: Das mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56 (1963), 2, 359—389, 8 Taf., Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., und A. TOLLMANN, 1967: Crinoiden aus dem zentralalpinen Anis (Leithagebirge, Thörler Zug und Radstädter Tauern). — Wiss. Arb. Burgenland, 36, 55 p., 11 Taf., Eisenstadt.
- OSBURGH, E. R., 1968: The Eastern Alps — A Geological Excursion Guide. — Proceedings of the Geologists' Association, 79, Part 1/2, 95—98, London.
- RIEHL-HERWIRSCH, G., und W. WASCHER, 1972: Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). — Verh. Geol. B.A., Jg. 1972, 127—138, 6 Abb., Wien.
- SCHLAGER, W., 1967: Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich). II. Geologische Aufnahme von Unterlage und Rahmen des Obertriasriffes im Gosaukamm. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17 (1966), 205—282, 3 Taf., 8 Abb., Wien.

- SCHWINNER, R., 1931: Geologische Karte und Profile aus der Umgebung von Turrach. — 11 p., 1 Karte, 16 Prof., Graz (Leuschner & Lubensky), 1931.
- STOWASSER, H., 1956: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). — Jb. Geol. B.A., 99, 75—199, 2 Taf., 11 Abb., Wien.
- SUMMESBERGER, H., und L. WAGNER, 1971: Der Lihtostratotypus des Gutensteiner Kalkes (Gutenstein, Niederösterreich; Mitteltrias). — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 75, 343 bis 356, 2 Abb., 4 Taf., Wien.
- SUMMESBERGER, H., und L. WAGNER, 1972: Der Stratotypus des Anis (Trias). — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 76, 515—538, 4 Abb., 2 Taf., Wien.
- THURNER, A., 1927: Geologie der Berge um Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. — Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., 63, 26—44, 1 Karte, 1 Taf., Graz.
- TOLLMANN, A., 1958 a: Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 9, 57—73, 2 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A., 1958 b: Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957), 325—354, 1 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A., 1958 c: Geologie der Mosermandl-Gruppe (Radstädter Tauern). — Jb. Geol. B.A., 101, 1—62, 1 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A., 1959: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, 1—62, 1 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A., 1963: Ostalpensynthese. — 256 p., 23 Abb., 11 Taf., (Deuticke), Wien.
- TOLLMANN, A., 1965: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. B.A., Sh. G., 103—133, 1 Abb., Wien und Z. deutsch. Geol. Ges., 116 (1964), 359—389, 1 Abb., Hannover.
- TOLLMANN, A., 1968: Beitrag zur Frage der Skyth-Anis-Grenze in der zentralalpinen Fazies der Ostalpen. — Verh. Geol. B.A., 1968, 1/2, 28—45, 2 Abb., 2 Taf., Wien.
- WASCHER, W., 1969: Zur Geologie der Trias des Krappfeldes und ihrer Basis (Trias von Eberstein und Pölling). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 205 p., 7 Taf., Wien.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 2. März 1974.



GEOLOGISCHE KARTE DER UMGEBUNG VON INNERKREMS (Gurktaler Alpen)

von J. PISTOTNIK, aufgenommen 1966-1969 und 1973

IDEALPROFIL DES STANGALM-MESOZOIKUMS UM INNERKREMS

(MAXIMALE VORHANDENE MÄCHTIGKEIT)

Abb: 1

