Synthese und Schlussfolgerungen

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **79 (1986)**

Heft 3

PDF erstellt am: **30.04.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

4. Synthese und Schlussfolgerungen

4.1 Paläogeographie

In den bestehenden paläogeographischen Rekonstruktionen des penninischen Ablagerungsraumes im Walliser Querschnitt (NABHOLZ 1976, TRÜMPY 1980, DEBELMAS et al. 1983) wurde bis jetzt immer der weitgreifende Ausdruck «Valais-Trog» für das nordpenninische Becken zwischen südhelvetischem Schelf und der Briançonnais-Schwelle verwendet. Einige Resultate der vorliegenden Arbeit lassen nun jedoch gewisse Rückschlüsse in bezug auf eine detailliertere Paläogeographie des nordwestlichen Lepontins zu.

Ein erster Schritt zur Rekonstruktion der Ablagerungsräume ist die Abwicklung der kristallinen Decken (Fig. 21, Profil a). Für die Plazierung der Lebendun-Decke unmittelbar am Südrand des Gotthard-Massivs sprechen die tektonischen Resultate dieser Arbeit (siehe Abschnitt 3.2.1) und die Verhältnisse in den Corno-Schuppen am Griessee (LEU 1985).

Eine detaillierte Abwicklung der vorhandenen Sedimente ist speziell für die tiefsten Einheiten (Gotthard-Massiv bis Verampio-Gneis) möglich, da die Aufschlussverhältnisse in den Taleinschnitten nördlich und westlich Domodossola einen guten Einblick in den Gebirgsaufbau geben. Hinzu kommen die geologischen Aufnahmen aus dem Simplon-Bahntunnel. Wie die lithostratigraphische Korrelation der idealisierten Normalprofile (Fig. 18 und Abschnitt 2.2) von Nufenen-, Sabbione-, Baceno- und Teggiolo-Zone zeigt, handelt es sich um einen einheitlichen Lias-Ablagerungsraum.

Mit Hilfe der kurvimetrischen Ausmessung in den konstruierten Profilen (Fig. 7 und zwei Profile von PROBST 1980) konnte die Karte (Fig. 19) der abgewickelten Einheiten gezeichnet werden. Die Abwicklung gilt somit für das Gebiet zwischen Maggia-Querdepression und dem Ostrand der Bernhard-Decke. Als fixe Basis wurde der heutige, aufgeschlossene Südrand von Aar- und Gotthard-Massiv (begradigte Linie) gewählt. Die Konstruktion erfolgte unter den Annahmen:

a) bei der Abscherung der jüngeren Sedimente der Lias durchgehend auf dem Substrat zurückblieb
b) die Längung während der Deformation in Sabbione- und Teggiolo-Zone in der Transportrichtung etwa 30% beträgt.

Folgende Konsequenzen können aus der Abwicklung hergeleitet werden:

— Die Zone von Termen bildet eine zentrale Trogfazies, die als Golf im obersten Val Bedretto gegen Nordosten endet und im Westen schief über das Gotthard-Massiv läuft. WYSS (1985) verbindet die nördlichsten Aufschlüsse der Zone von Termen (Massa-Schlucht) mit der Urseren-Zone.
— Die Abnahme der Komponentengrösse in beiden psephitischen Niveaus des Lias der Sabbione-Zone (Abschnitt 2.2.2) von Süden nach Norden belegt eine Schüttungsquelle am Internrand des Ablagerungsraumes. Als Schwelle kommen ursprünglich nördliche Teile der Antigorio-Decke in Frage. In deren Fortsetzung gegen Osten beschreibt PROBST (1980) in der Schuppenzone analoge Verhältnisse und postuliert eine Schwelle, die er mit Fragezeichen der Adula-Schwelle zuordnet.
— Zwischen dieser südlichen Schwelle und dem heutigen Südrand des Gotthard-Massivs lassen sich minimale Ablagerungsbreiten von 15 km im Osten und 40 km im Westen abschätzen.

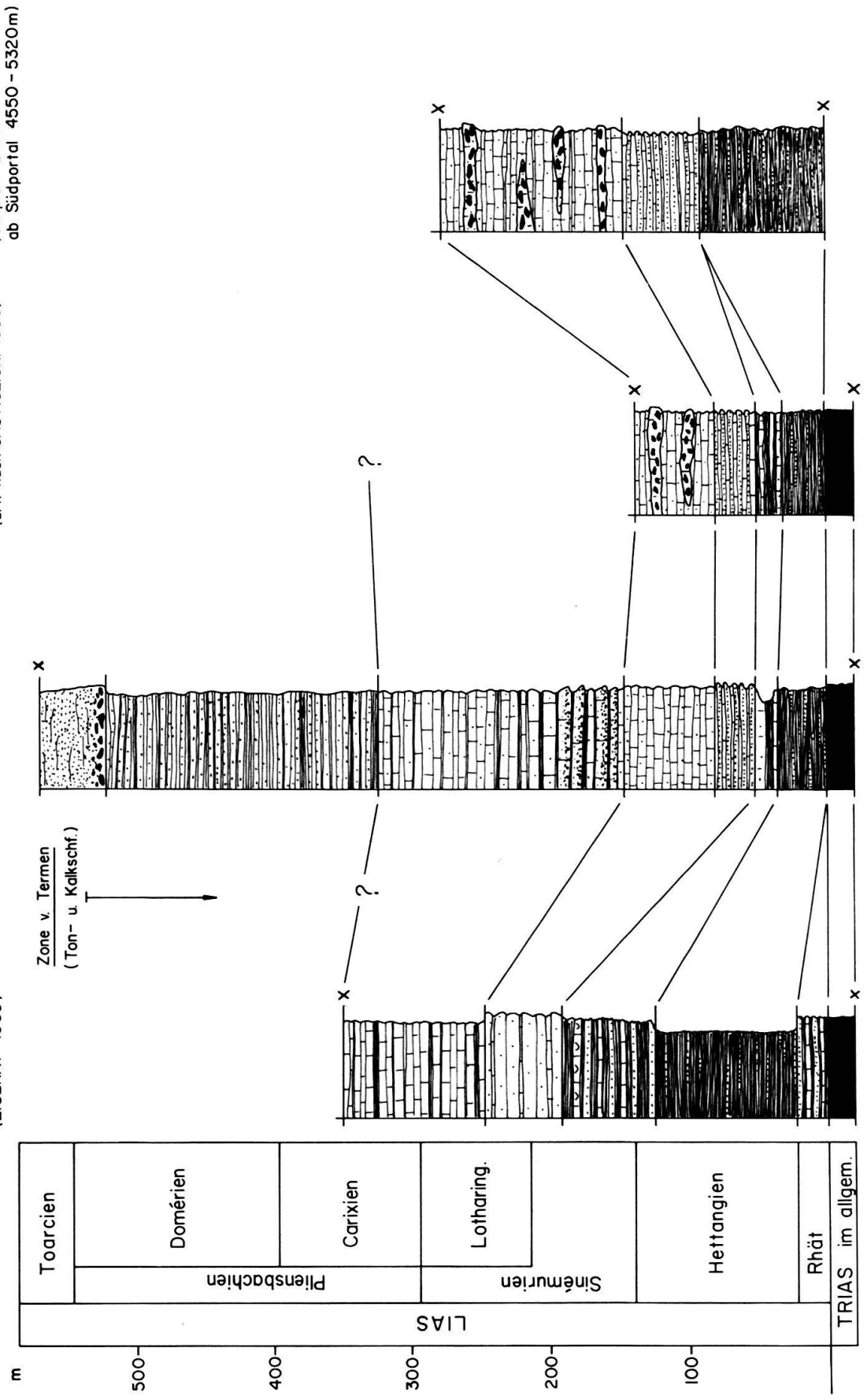

Fig. 18. Korrelation der Lias-Abfolgen im externen nordpenninischen Ablagerungsraum.

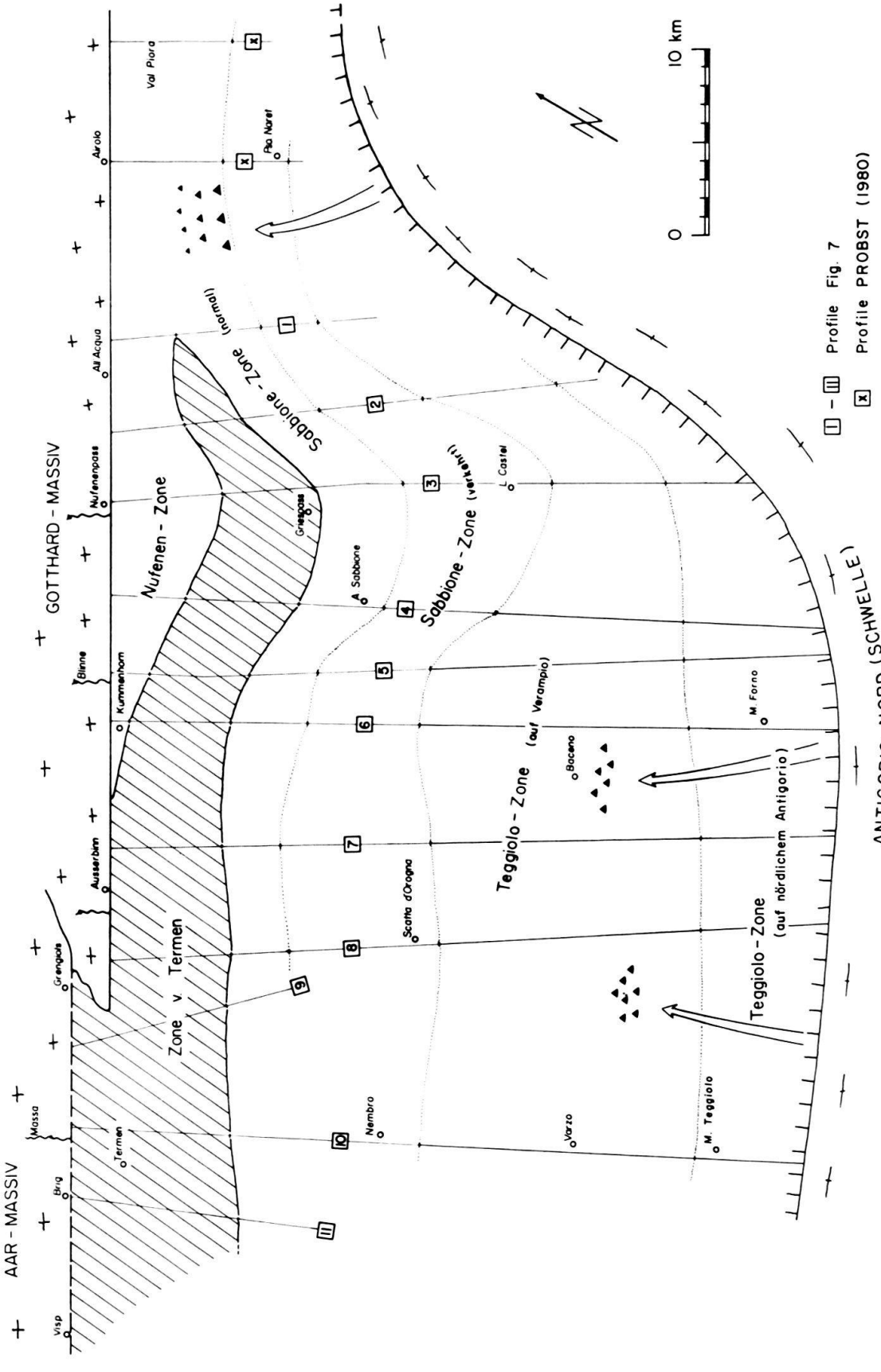

Fig. 19. Abwicklung des Lias im externen nordpenninischen Raum (um die Deformation auszugleichen, wurden die Sabbione- und die Teggiolo-Zone auf etwa 70% verkürzt).

Abwicklungen der weiter südlich gelegenen Einheiten sind sehr hypothetisch, da die Deformationen gegen die internen Bereiche immer intensiver werden. Hinzu kommen Großstrukturen wie die Wandfluhhorn-Falte, deren tektonische Bedeutung bis heute nicht geklärt ist. Trotzdem wurde der Versuch unternommen, eine palinspastische Kartenskizze des gesamten nordpenninischen Ablagerungsraums darzustellen (Fig. 20). Südlich an die oben besprochenen Lias-Einheiten (auf Gotthard-Massiv, Lebendun-Decke, Verampio-Gneis und nördlichste Partien Antigorio-Decke) folgt der Hauptbereich der Antigorio-Decke, wo heute nur noch fragliche Reste von Triasgesteinen liegen (Abschnitte 2.2.3 und 4.3). Auf der Monte-Leone-Decke beheimaten wir die Binntal-Zone, deren Sedimente von der Trias bis in die Kreide reichen (Abschnitt 2.3).

4.2 Entwicklung der Ablagerungsräume

Indizien für die Entwicklung der Ablagerungsverhältnisse im nordpenninischen Trog (Walliser Querschnitt) sind in den Sedimentzonen nur spärlich vorhanden, genügen jedoch, um ein hypothetisches Bild herzuleiten (Fig. 21). Dies kann wie folgt skizziert werde:

— *Oberpaläozoikum.* Ein Permtrog erstreckt sich in SW–NE-Richtung aus dem Gebiet des Glarnerlandes (TRÜMPY 1966) entlang dem Gotthard-Massiv bis Grengiols, wo letzteres gegen Westen abtaucht. Ob das Permokarbon der Lebendun-Decke damit in Verbindung steht oder einen interneren Trog bildet, bleibt unklar. Ähnliche Tröge verlaufen achsenparallel dazu im Bereich der Monte-Leone-Decke und des mittelpenninischen Lappens von Visperterminen (Stalden inférieur). Von vulkanischer Tätigkeit im Zusammenhang mit dieser Grabenbildung zeugen rhyolitische Effusiva und Tuffe permischen Alters in den Gneisen der Monte-Leone-Decke (STRECKEISEN et al. 1978). Solche rhyolitischen Gesteine – im Lappen von Visperterminen oder der Monte-Leone-Decke – könnten das Liefergebiet für Quarzporphyr-Gerölle in der Fäldbach-Zone oder im Dogger der Préalpes médianes sein, die nach FURRER (1979) von extern nach intern geschüttet wurden.

— *Trias.* Im ganzen nordpenninischen Ablagerungsraum sind triasische Gesteine vorhanden, wobei die Abfolge generell von extern nach intern monotoner, d. h. karbonatischer, wird. Sind auf dem Gotthard-Massiv Basisquarzit, dolomitisch-sulfatische Mitteltrias sowie Quartenschiefer zu unterscheiden, so fehlen bereits im Bereich der Lebendun-Decke oft die basalen detritischen Ablagerungen. Südlich der Lebendun-Decke kommen dann auch die phyllitischen oder fein detritischen Sedimente der Quartenschieferäquivalente nicht mehr vor. Konglomeratbildungen in der dolomitischen Trias der Monte-Leone- und Lebendun-Decke deuten bereits auf schwache Bewegungen im Untergrund hin mit teilweiser Emersion (gerundete Trias- und Kristallingerölle).

— *Lias.* Mit der Dehnung des Ablagerungsraumes wird die Subsidenz im Bereich der nördlichen Einheiten (Gotthard-Massiv und Lebendun-Decke) verstärkt. Verschiedene Horizonte von grobdetritischen Schüttungen weisen auf eine Schwelle im Bereich der nördlichen Antigorio-Decke (fragliche Adula-Schwelle von PROBST 1980) hin, wo die Erosion bis hinunter auf den kristallinen Untergrund greift. Im Pliensbachien senkt sich dieser nördliche Trog im Zentrum weiter stark ab, so dass es zur Ablagerung der pelagischen Termen-Tonschiefer kommt. Auf der Monte-Leone-

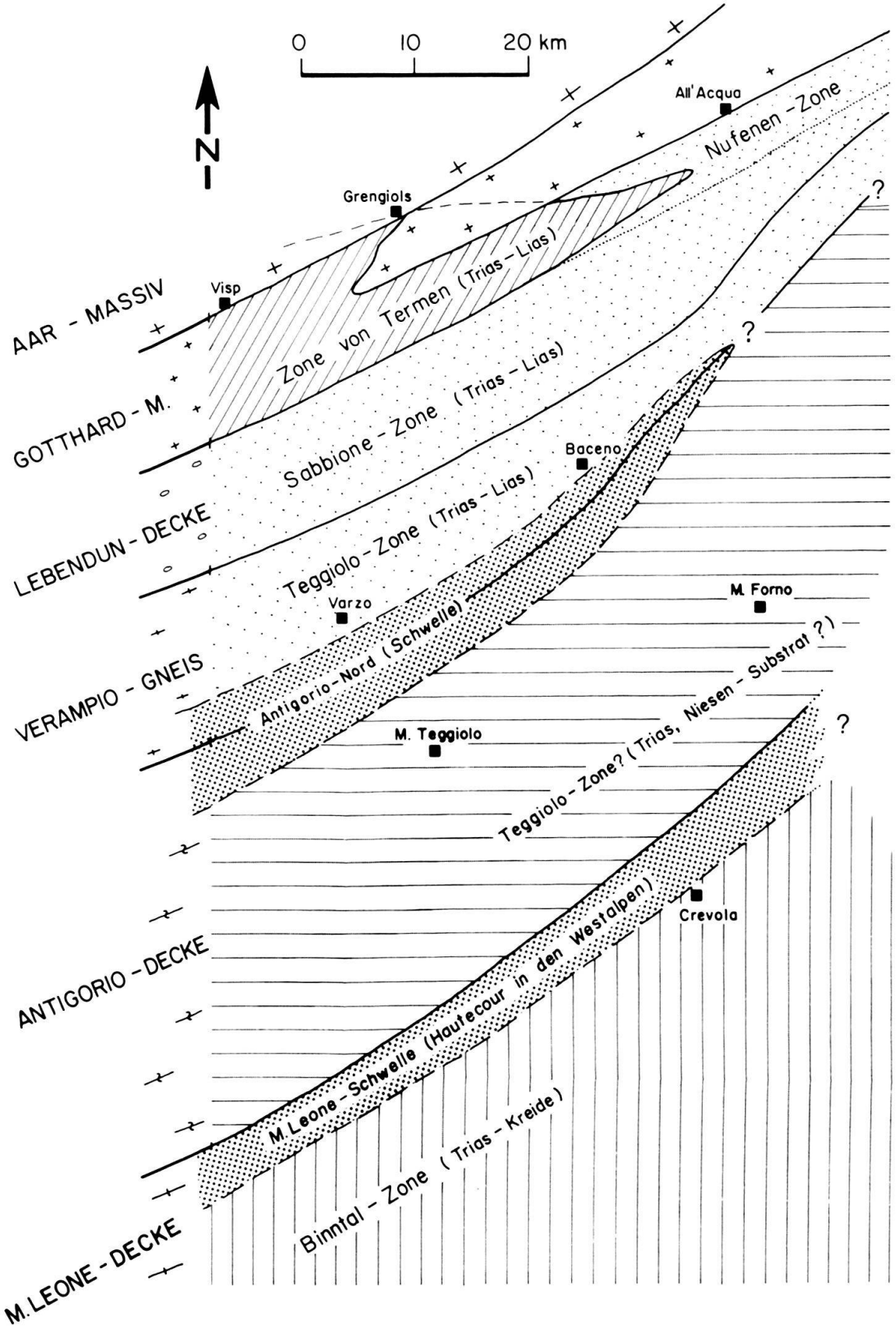

Fig. 20. Palinspastische Kartenskizze der tektonischen Einheiten im nordpenninischen Ablagerungsraum (Walliser Trog).

Decke wurde möglicherweise lokal ein geringmächtiger, schieferiger Lias abgelagert, wovon vereinzelte Olistholithe in den ältesten Bündnerschiefern der Binntal-Zone zeugen.

— *Mittlerer und Oberer Jura.* Sedimente dieses Alters sind nur noch reliktisch in aufgearbeiteter Form in der Binntal-Zone vorhanden. Olistolithe von möglichen Dogger- und Malmlithologien (Oolithe) liegen im Typ A der Fäldbach-Zone.

— *Kreide.* Im Zusammenhang mit einer Dehnungstektonik beginnt nun auch im zentralen Teil des Walliser Troges eine starke Subsidenz. Die grössten Bewegungen scheinen in der Unterkreide stattgefunden zu haben, so dass es zur Bildung der Olistholithe an beiden Schelfabhängen des Troges kommt. Der grobklastische Einfluss (Abschnitt 2.3.5) wird gegen die Oberkreide hin schwächer, und der Trog wird zunehmend von flyschartigen Sedimenten (Typ D der Fäldbach-Zone und Rosswald-Serie) aufgefüllt. Dass der Trog jedoch während der ganzen Kreide von verschiedenen Brüchen unterteilt wird, beweisen die zufällig und lokal beschränkt vorkommenden, groben Schüttungen. Im Zusammenhang mit diesen Bewegungen scheinen auch die Intrusionen und Extrusionen der metabasischen Gesteine zu stehen. Diese Grüngesteine sind in der Binntal-Zone in jüngere Sedimente als in der Zone von Brig–Sion–Courmayeur eingedrungen. Die Vielfalt der Faziestypen auf engem Raum erklärt KELTS (1981) mit grossen dextralen E–W-Bewegungen, die ein stark akzentuiertes Relief mit vielen kleinen Krustenschollen erzeugen.

4.3 Mögliche Beheimatung der helvetischen Decken und der Niesen-Decken

In Richtung des alpinen Hauptschubes (gegen Nordwesten) liegen in rund 30 km Entfernung von unserem Arbeitsgebiet die Sedimentdecken des Berner Oberlandes. Auf die Lage des nordpenninischen Raumes zwischen Visp und Bedrettotal bezogen, muss die Beheimatung der Wildhorn-Decke, des Ultrahelvetikums (im tektonischen Sinn) und der östlichsten Niesen-Decke diskutiert werden. Eine mögliche Einordnung dieser Elemente in den nordpenninischen Ablagerungsraum ist in Figur 21 (Profil c) dargestellt. Paläogeographisch kann ein externer Teil (Gotthard-Massiv bis Antigorio-Decke) und ein interner Teil (Monte-Leone-Decke und unterer Staldener Lappen) des nordpenninischen Walliser Troges unterschieden werden. Nicht verwendet werden sollten in diesem Zusammenhang die tektonisch definierten Begriffe «Infrapenninikum» (TRÜMPY 1980) oder «Subpenninikum» (MILNES 1974b) für den externen Teil. Für unsere Lösung zur Beheimatung der helvetischen Decken, wie sie übrigens bereits ähnlich von MASSON (in TRÜMPY 1980) diskutiert wird, sind die folgenden Ergänzungen zu berücksichtigen:

— *Wildhorn-Decke.* Die Faziesuntersuchungen von WYSS (1985) zeigen, dass die Randketten- und Wildhorn-Elemente an die Urseren-Zone südlich anschliessen, d. h., sie kommen auf das Gotthard-Massiv und internere Teile zu liegen. MOSER (1985) vergleicht den südlichsten Lias der Wildhorn-Decke im Rawil-Querschnitt mit den Tonschiefern der Zone von Termen. Da diese Faziesgrenze jedoch in E–W-Richtung quer über Aar- und Gotthard-Massiv verläuft, kommen die südlichsten Teile der Wildhorn-Decke im hier beschriebenen Querschnitt Fiesch–Baceno bereits auf den nördlichsten Bereich der Lebendun-Decke zu liegen. Die Abschätzungen der abgewickelten Ablagerungsräume von gotthardmassivischem Lias und der Wildhorn-Decke stimmen in ihrer Grössenordnung überein. PILLOUD (mündl. Mitt.) kommt bei

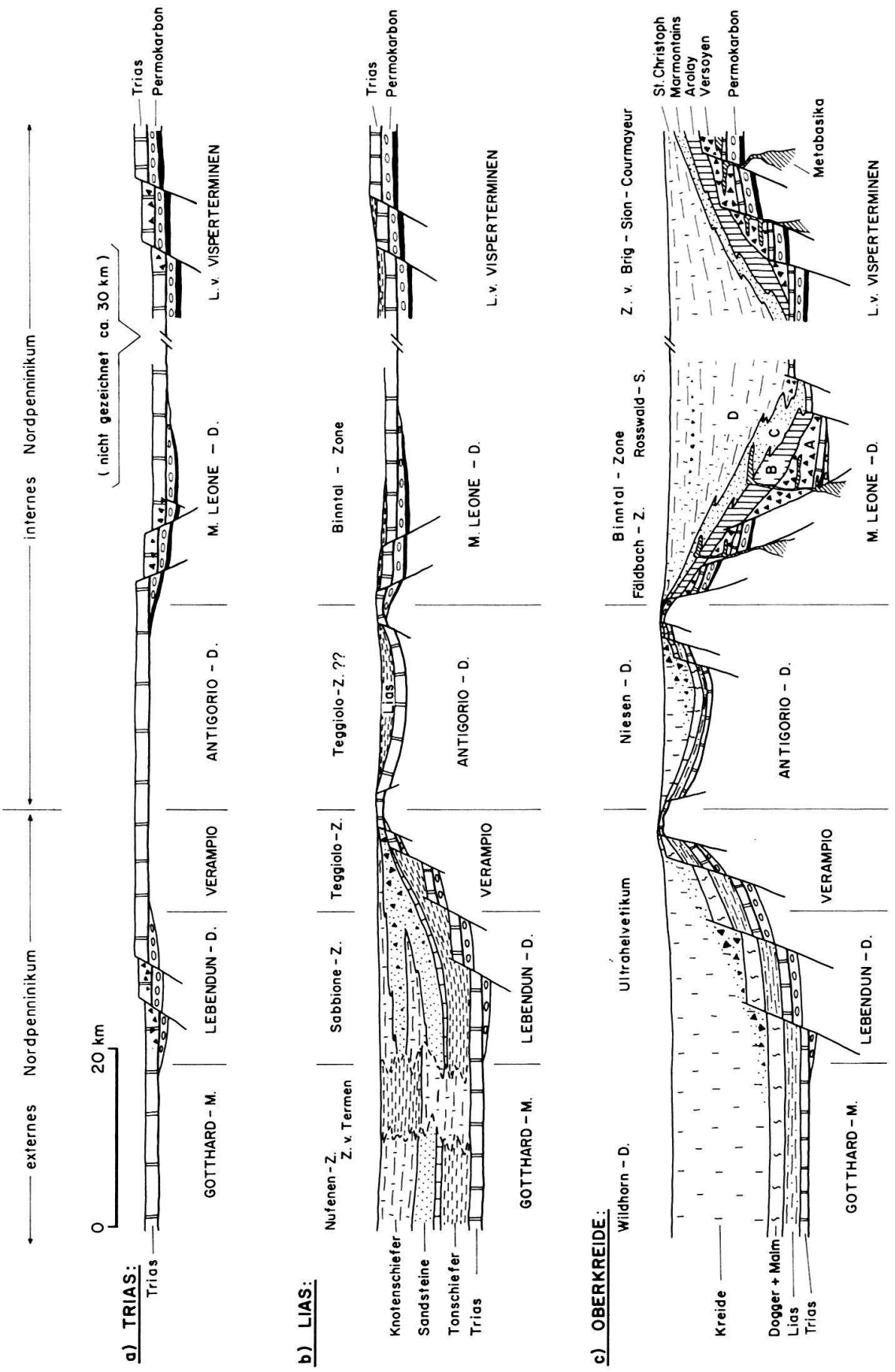

Fig. 21. Hypothetische Profile durch den Ablagerungsraum der nordpenninischen Einheiten im Walliser Querschnitt.

seiner Abwicklung der Wildhorn-Decke im Brienzersee-Gebiet auf eine Breite von etwa 35 km. In unserer Abwicklung des Lias (Fig. 19) kämen somit 10–15 km davon südlich des heutigen Südrandes des Gotthard-Massivs zu liegen. Mit wenigen Ausnahmen (Lias von Erschwanden, Westende des Brienzersees) scheint der Lias der Wildhorn-Decke im nordpenninischen Bereich zurückgeblieben zu sein.

— *Ultrahelvetikum.* Als ursprüngliche Unterlage dieser tektonischen Einheit betrachten wir den Bereich von Sabbione- und Teggiolo-Zone, die ihrerseits auf der Lebendun-Decke und dem Verampio-Gneis liegen. Hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, dass der abgewickelte Ablagerungsraum dieser Zonen gegen Nordosten immer schmaler wird und möglicherweise auskeilt. Dies würde mit den heutigen Aufschlüssen des Ultrahelvetikums im Berner Oberland übereinstimmen, die östlich des Thunersees nur noch fraglich vorhanden sind. Die Stratigraphien von Ultrahelvetikum (fragliches Kristallin, Trias bis Tertiär) und externen, nordpenninischen Einheiten (Kristallin, Trias und Lias) lassen sich gut miteinander korrelieren. FERRAZZINI (1981) und HOMEWOOD et al. (1984) nehmen für die Kreide- und Tertiäranteile der ultrahelvetischen Einheiten eine Schwelle im Süden an. Auch MOSER (1985) beschreibt detritische Sedimente im Ultrahelvetikum, die von einer internen Schwelle beeinflusst werden. Diese scheint nun bereits im Lias vorhanden gewesen zu sein (mit Erosion bis auf den kristallinen Untergrund), wie die Konglomeratlagen in Sabbione- und Teggiolo-Zone belegen (Abschnitt 4.2). Ob die Schwelle im Querschnitt Brienzersee–Nufenenpass nach dem Lias auch noch aktiv war, ist unklar, in der Wildhorn-Decke sind diesbezüglich keine Andeutungen vorhanden.

— *Niesen-Decke.* Für eine Beheimatung der Niesen-Decke, deren Liasfazies (LOMBARD 1971) mit derjenigen der Sabbione-Zone zu vergleichen ist, bleibt in unserem Querschnitt nur noch die gesamte Breite der Antigorio-Decke (Fig. 20 und 21). Über der dort vorhandenen Trias könnte der Sedimentstapel mit der Abfolge der Niesen-Decke (ACKERMANN 1984), die eine Stratigraphie vom Kristallin bis ins Tertiär (oberstes Eozän) umfasst, ergänzt werden. HOMEWOOD et al. (1984) und ACKERMANN (1984) postulieren aufgrund sedimentologischer Untersuchungen für den Niesentrog eine interne (kretazische) und eine externe (tertiäre) Schwelle. Indirekt sind nun auch in unserem Querschnitt eine externe Schwelle (südliches Ultrahelvetikum) am Übergang Verampio–Antigorio und eine interne im Bereich der nördlichsten Monte–Leone-Decke abzuleiten. Die Abwicklung (Fig. 20) des nordpenninischen Raumes scheint weiter Hinweise für eine NE–SW-Achse des Niesenbeckens zu geben, wie dies auch ACKERMANN beschreibt. Er erklärt sich diese Orientierung mit grossräumigen E–W-Dextralbewegungen, die vom Mesozoikum bis in die Kreide aktiv waren.

Mit einem zylindristischen Modell liesse sich weiter der Monte-Leone-Nordteil mit dem am Externrand des Subbrinçonnais gelegenen Kristallin von Hautecour (ACKERMANN 1984) in Verbindung bringen. Dies würde jedoch bedeuten, dass sich gegen Westen die Fazies der Fäldbach-Zone mehr und mehr derjenigen der Zone von Brig–Sion–Courmayeur angleichen würde (ANTOINE 1971).

4.4 Kinematisches Modell

Eine mögliche Kinematik ist auf Figur 22 skizziert. Im Bereich zwischen Niesen-Decke und Ultrahelvetikum geben Flyschalter (MATTER et al. in TRÜMPY 1980) Hinweise

für erste Bewegungen in der Zeit mittleres–oberes Eozän. Zu den einzelnen Skizzen a bis e in Figur 22 gilt folgendes:

a) Nach dem obersten Eozän wird der nordpenninische Ablagerungsraum von den interneren Einheiten (Préalpes, Bernhard-Decke usw.) überfahren und die Sedimentation unterbrochen. Im Zusammenhang mit grossräumigen Bewegungen höherer Elemente (Transportrichtung gegen Nordwesten) werden untergeordnet externe, tiefere Einheiten über interne aufgeschoben (Transportrichtung gegen Südosten). Solche prä-D_1-Bewegungen beschreibt LAUBSCHER (1983) in grosstektonischem Rahmen zu Beginn der alpinen Orogenese. Er postuliert südvergente Aufschiebungen südlich des Gotthard-Massivs, allerdings im Zusammenhang mit einer «flower structure», die er sich über einer nördlichen Subduktionszone im Übergangsbereich Helvetikum–Nordpenninikum vorstellt. Zu ähnlichen Schlüssen kommt ESCHER (in DEBELMAS et al. 1983), der zu Beginn des Oligozäns eine Rückfaltungsphase postuliert, in der helvetische auf penninische Einheiten überschoben werden.
Neben den strukturellen Argumenten (Abschnitt 3.1) ist hier die Tatsache zu erwähnen, dass auf der Sabbione-Zone heute Teile der externeren Zone von Termen liegen. Im Rahmen dieser Südostbewegungen wird die Lebendun-Decke über den Verampio–Antigorio-Komplex sowie Teile der Sabbione-Zone (und evtl. die Niesen-Decke) auf die Binntal-Zone überschoben. Solche gegen Südosten gerichtete Bewegungen scheinen sich im Hangenden des Lias der helvetischen und ultrahelvetischen Decken nicht abgespielt zu haben, da in diesen bis heute keine diesbezüglichen Beobachtungen beschrieben werden. Ob die Niesen-Decke und das Ultrahelvetikum auch von diesen südvergenten Bewegungen erfasst und wie unten beschrieben erst in Phase 2 nach Norden transportiert wurden oder bereits zu Beginn von der Hauptschubrichtung erfasst wurden, kann in unserem Arbeitsgebiet nicht rekonstruiert werden.

b) Eine ausgedehnte Abscherungs-Tektonik mit einer generellen Transportrichtung gegen Nordwesten ergreift auch das Stockwerk der tiefpenninischen Decken, wobei diese zusammen mit Ultrahelvetikum und Wildhorn-Decke abgeschert und passiv unter dem «traîneau écraseur» der höheren penninischen Decken über die zurückgebliebenen Elemente hinweggeschleppt werden. In dieser Phase müssen auch die Niesen-Decke und die südlichsten Teile des Ultrahelvetikums ihre anchi- bis epimetamorphe Überprägung erhalten haben (Fig. 22a).

c) Der hauptalpine Deformationsabschnitt («main alpine» nach MILNES 1974a) beginnt mit der Bildung der kristallinen Deckenkerne des Lepontins. Die Rosswald-Serie wird über die Fäldbach-Zone geschoben, während sich letztere mit dem Monte-Leone-Gneis verfaltet (D_2). Dabei werden die südlichsten Teile der Sabbione-Zone (während Phase a gegen Südosten überschoben) mit dem Verkehrtschenkel der Fäldbach-Zone in eine invertierte Lage gebracht. Eine intensive Einengung des ganzen nordpenninischen Raumes setzt ein, wobei die noch normal liegende Sabbione-Zone isoklinal verfaltet wird und die verkehrt liegenden Teile wieder auf die Lebendun-Decke geschoben werden.

d) Der südlichste Teil der Lebendun-Decke wird nach Nordwesten verfaltet (Lebendun-Falte, Abschnitt 3.2.1), und die übrigen Decken werden bis in die heutige Position geschoben. Die Rosswald-Serie und die Zone von Brig–Sion–Courmayeur kommen bis auf das gotthardmassivische Mesozoikum zu liegen. Der externe kristalline Untergrund (Gotthard-Massiv, Lebendun-Decke) wird durch Aufschiebungen verschuppt

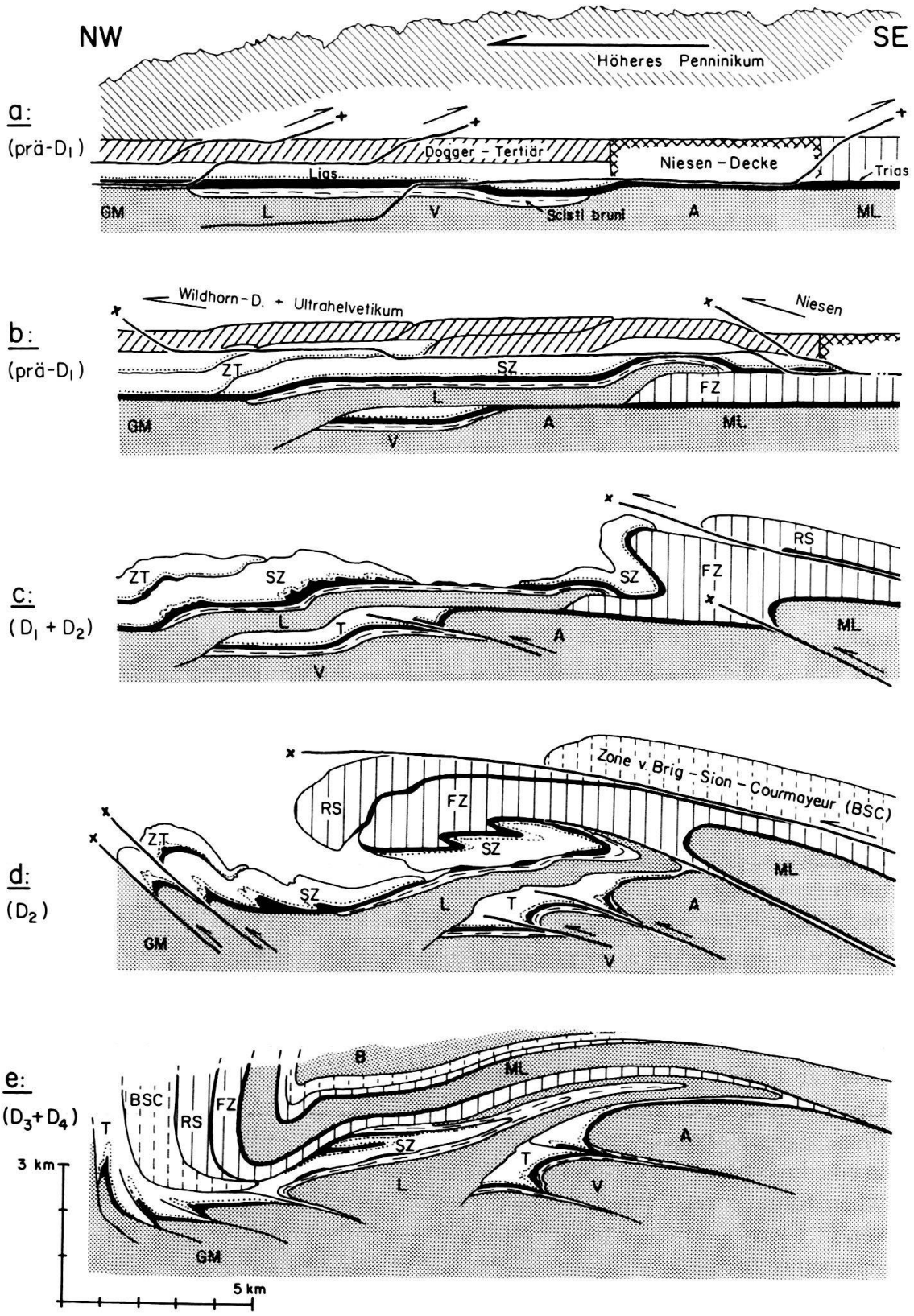

Fig. 22. Kinematisches Modell der tiefpenninischen Einheiten im Walliser Querschnitt (GM: Gotthard-Massiv, L: Lebendun-Decke, V: Verampio-Gneis, A: Antigorio-Decke, ML: Monte-Leone-Decke, B: Berisal-Serie, ZT: Zone von Termen, SZ: Sabbione-Zone, T: Teggiolo-Zone, FZ: Fäldbach-Zone, RS: Rosswald-Serie, BSC: Zone von Brig–Sion–Courmayeur).

und teilweise steil gestellt. Zu diesem Zeitpunkt darf auch etwa der Metamorphosehöhepunkt (syn-post-D_2) angenommen werden.

e) Erst im mittleren Oligozän (STECK 1984) wird der gesamte Deckenstapel ein letztes Mal stark eingeengt, und es entsteht die grossräumige Rückfaltung (Abschnitte 3.1 und 3.4.2).

Verdankungen

Die vorliegende Arbeit ist ein Auszug aus meiner Dissertation (LEU 1986), die unter der Leitung von Prof. W. K. Nabholz in den Jahren 1982–1986 am Geologischen Institut in Bern erarbeitet wurde. Speziell ihm möchte ich an dieser Stelle für seine Unterstützung herzlich danken. Die kritische Durchsicht des Manuskripts übernahmen P. Brack, M. Burri, P. Heitzmann und A. Steck.

LITERATURVERZEICHNIS

ACKERMANN, T. (1984): Le flysch de la Nappe du Niesen. – Diss. Univ. Fribourg.

ANTOINE, P. (1971): La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-St-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. – Mém. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble *9*.

— (1978): Idées nouvelles sur la structure de la région de Moûtier (Savoie). – Géol. alp. (Grenoble) *54*, 5–14.

BADER, H. (1934): Beitrag zur Kenntnis der Gesteine und Minerallagerstätten des Binntals. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *18*, 320–433.

BARBIER, R. (1951): La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse. – Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble *29*, 3–46.

BOLLI, H., BURRI, M., ISLER, A., NABHOLZ, W., PANTIĆ, N., & PROBST, PH. (1980): Der nordpenninische Saum zwischen Westgraubünden und Brig. – Eclogae geol. Helv. *73*, 779–797.

BURRI, M. (1958): La zone de Sion–Courmayeur au Nord du Rhône. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *105*.

— (1967): Prolongation de la zone de Sion dans le Haut-Valais. – Eclogae geol. Helv. *60*, 614–617.

— (1979): Les formations valaisannes dans la région de Visp. – Eclogae geol. Helv. *72*, 789–802.

CASTIGLIONI, G. B. (1958): Studio geologico e morfologico del territorio di Baceno e Premia (Val d'Ossola–Alpi Leopontine). – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova *20*, 1–80.

DEBELMAS, J., ESCHER, A., & TRÜMPY, R. (1983): Profiles through the Western Alps. – Geodyn. Ser. *10*, 83–96.

DIETRICH, V., & OBERHÄNSLI, R. (1975): Die Pillow-Lawen des Vispertales. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *55*, 79–87.

ETTER, U. (1984): Die Geologie zwischen Valle del Gries und Val Toggia (Novara, Italien). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).

FERRAZZINI, B. (1981): Zur Geologie des Ultrahelvetikums zwischen Adelboden und Lenk, Berner Oberland. – Diss. Univ. Bern.

FRANK, E. (1979): Metamorphose mesozoischer Gesteine im Querprofil Brig–Verampio: Mineralogisch-petrographische und isotopengeologische Untersuchungen. – Diss. Univ. Bern.

FREY, A., & MUMENTHALER, TH. (1981): Spessartin aus dem Binntal. – Schweiz. Strahler *5*, 530–531.

— (1982): Spessartin aus dem Binntal. – Schweiz. Strahler *6*, 110–113.

FRIZ, C. (1965): Lineamenti geologici della zona circostante alla cascata della Toce (alta Val. Formazza). – Atti Accad. naz. Lincei, Rend. Cl. Sci. fis. mat. nat., ser. 8, *37*, 468–474.

FURRER, U. (1979): Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes médianes (Stockhorn-Gebiet zwischen Blumenstein und Boltigen, Kt. Bern). – Eclogae geol. Helv. *72*, 623–672.

GRECO, A. (1984): Analisi strutturale delle falde di ricoprimento pennidiche Antigorio e Lebendun e del Mesozoico del Teggiolo in Val Formazza, Novara, IT. – Diplomarb. ETHZ (unpubl.)

HALL, W. D. M. (1972): The structural geology and metamorphic history of the Lower Pennine nappes, Valle di Bosco, Ticino, Switzerland. – Diss. Univ. London.

HANSEN, J. W. (1972): Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Bündnerschiefer-Serien zwischen Nufenenpass (Schweiz) und Cascata Toce (Italia). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *52*, 109–153.

HAUG, E. (1909): Les géosynclinaux de la chaîne des Alpes pendant les temps secondaires. – C.R. Acad. Sci. France *148*/24, 1637–1639.