

Das Bundstock-Element, eine diskontinuierliche helvetische Teildecke an der Kandertal-Störung

Autor(en): **Zwahlen, Peter**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **86 (1993)**

Heft 1

PDF erstellt am: **23.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-167236>

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.

Das Bundstock-Element, eine diskontinuierliche helvetische Teildecke an der Kandertal-Störung

In memoriam René Herb (1933–1992)

Von PETER ZWAHLEN ¹⁾

ZUSAMMENFASSUNG

Die mehrphasig verfaltete Bundstock-Gruppe, zwischen Kander- und Kiental (Berner Oberland) gelegen, ist neu als helvetische Teildecke im Liegenden der südlichen Wildhorn-Decke erkannt und definiert worden. Ihre stratigraphische Entwicklung von Lias bis Eozän sowie die tektonische Stellung im helvetischen Deckenstapel lassen auf eine enge paläogeographische Beziehung zu der nördlichsten Wildhorn-Decke schliessen (Randkette und ihre verschuppten Äquivalente im vorderen Kandertal). Der auf die Bundstock-Gruppe beschränkte Deckenkörper wird denn auch als Element der Wildhorn-Decke s.l. angesehen und demnach als «Bundstock-Element» bezeichnet. Strukturell reisst die Decke im Bereich der Kandertal-Transversalstörung (Westbegrenzung) und im östlichen Kiental an N–S streichenden Scherfalten ab. Kinematisch kann das Bundstock-Element somit als sinistral geschleppte «en echelon»-Scherfalte unter der, an der Kandertal-Störung ebenfalls zerscherten externalpinen Hauptüberschiebung gedeutet werden.

RÉSUMÉ

Le massif du Bundstock situé entre le Kandertal et le Kiental (Oberland bernois) a été reconnu et défini récemment comme subdivision de la nappe helvétique. Celle-ci est liée à la nappe du Wildhorn qui en fait la superposition tectonique directe. Le développement stratigraphique du Lias au Tertiaire et la position dans la pile des nappes helvétiques indiquent un voisinage paléogéographique très proche du front de la nappe du Wildhorn (Chaîne Bördière et ses équivalents au Kandertal antérieur). La nappe se limite au massif du Bundstock. On la considère donc comme l'élément basal de la nappe du Wildhorn, c'est pourquoi elle est appelée «Bundstock-Element». Du point de vue structural, cet élément discontinu est rupturé et limité au Kandertal (W) et au Kiental (E) par des plis de cisaillement à élongation N–S. Au Kandertal cette discontinuité se superpose directement à la «Kandertal-Störung», une zone de cisaillement transversale senestre. Cinématiquement on peut donc interpréter le Bundstock-Element comme un grand pli discontinu en dérivation senestre et placé en échelon sous le chevauchement principal des alpes externes, lui-même cisailé par la «Kandertal-Störung».

ABSTRACT

The so-called Bundstock mountain group between the Kander and the Kien valley (Bernese Alps, Switzerland) is recognized as a partial Helvetic nappe at the base of the Helvetic main thrust. Both its stratigraphic sequence (Liassic to Eocene) and its tectonic position within the Helvetic nappes, imply a close paleogeographic relationship to the northernmost Wildhorn nappe in the frontal borderchain and to its equivalents in the Kander valley. The nappe body, according to its stratigraphic development, a basal element of the Wildhorn nappe, is restricted to the Bundstock mountains and therefore termed "Bundstock-Element". It was folded in several phases

¹⁾ Büro für Technische Geologie, Reichsgasse 29, CH-7000 Chur.

and is laterally limited by N–S striking shear folds transversely to the dominating fold direction associated with the main thrust. To the West the element is cut off by the transverse Kander valley shear zone. Kinematically, the Bundstock-Element may be interpreted as a shear fold due to sinistral transpression. It was dragged along the Kander valley transverse zone, which dissects the entire Wildhorn nappe, including the Border range.

Einleitung

Die Bundstock-Düdenhorn-Gruppe, auf der Wasserscheide zwischen Kandersteg und dem hinteren Kiental gelegen, zog seit Anfang unseres Jahrhunderts die Aufmerksamkeit verschiedener Geologen auf sich. Bereits Troesch (1908) weist die Jura- und Kreideschichten «der Decke» zu und seit Buxtorf & Truninger (1909) und Adrian (1915) kennen Alpengeologen die Gebirgsgruppe als kompliziert verfaltete südlichste Wildhorn-Decke in diesem Querschnitt. Betrachtet man allerdings die tektonischen Profile in Adrian (1915) aufmerksam, dann fällt der unklare Zusammenhang zur einfach gefalteten, nördlich anschliessenden Wildhorn-Decke auf (Salzhorn-Aermighorn-Gruppe).

Durch neue Kartierung, Strukturmessungen und detaillierte Aufnahmen der Kreide- und Tertiärstratigraphie während der achziger Jahre ist ein etwas differenzierteres Bild entstanden, insbesondere was die Tektonik und damit die paläogeographische Heimat der Gebirgsgruppe betrifft (Zwahlen 1981, 1983, 1986, die Originalkarten 1 : 10 000 wurden am Geologischen Institut der Universität Bern hinterlegt). Die mehrfach verfalteten, hauptsächlich jurassischen Schichten am Bundstock und Düdenhorn, werden nach wie vor der Wildhorn-Decke (s.l.) zugeordnet, allerdings als basale, selbständige Teildecke – neu als Bundstock-Element bezeichnet – von der hangenden südlichen Wildhorn-Decke s.str. abgetrennt. Fazielle Eigenschaften der Kreide/Tertiär-Schichtreihe, Umfang der Schichtlücke zwischen Unterkreide und Tertiär sowie das späteozäne Alter der Tertiärtransgression verraten eine enge paläogeographische Nachbarschaft zur nördlichsten Randkette am Thunersee (Sigriswilergrat). Demnach muss das Bundstock-Element während der Abscherung der Wildhorn-Decke von deren Stirn abgerissen und anschliessend überfahren worden sein. Dabei ist allerdings eine Kinematik zu berücksichtigen, die erlaubt, dass die Randkette in der basalen Kreide abschert, das Bundstock-Element dagegen im untersten Jura. Die Teildecke nimmt vom östlichen Kiental zum Düdenhorn stetig an Volumen zu, reisst dort aber an N–S streichenden Falten abrupt ab. Diese Diskontinuität trifft sich auffällig mit der von Schläppi (1980) definierten sinistralen Lötchenpass-Kandertal-Transversalstörung, eine Koinzidenz, die leicht dazu verleitet, die kinematischen Spekulationen von Ferrazini (1981) und Laubscher (1982) wieder aufzunehmen und daran weiterzuspinnen. Typregion und Umfang des Bundstock-Elementes sind dargestellt in der tektonischen Karte (Fig. 1) und den Profilen im Anhang.

Tektonik

Die Unterlage des Bundstock-Elementes bildet überall die Taveyannaz-Serie, die den Nordhelvetischen Flyschen zugeordnet wird und die helvetische Hauptüberschiebung markiert. Der durch vulkano-detritische Turbidite charakterisierte Flysch führt Nummuliten, von denen mindestens im Berner Oberland bis heute keine jüngeren Formen identifiziert werden konnten als Vertreter des späten Eozäns; in der Westschweiz und

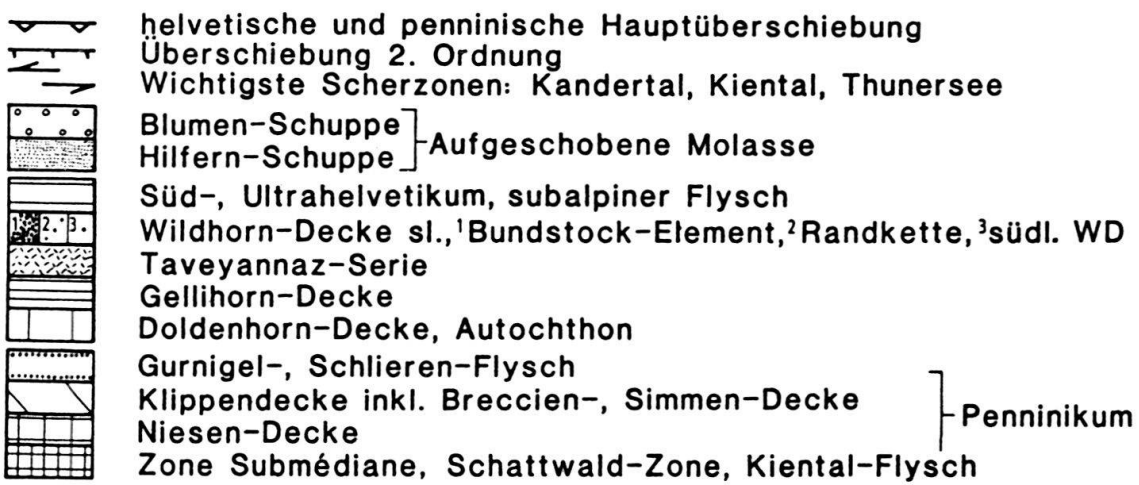
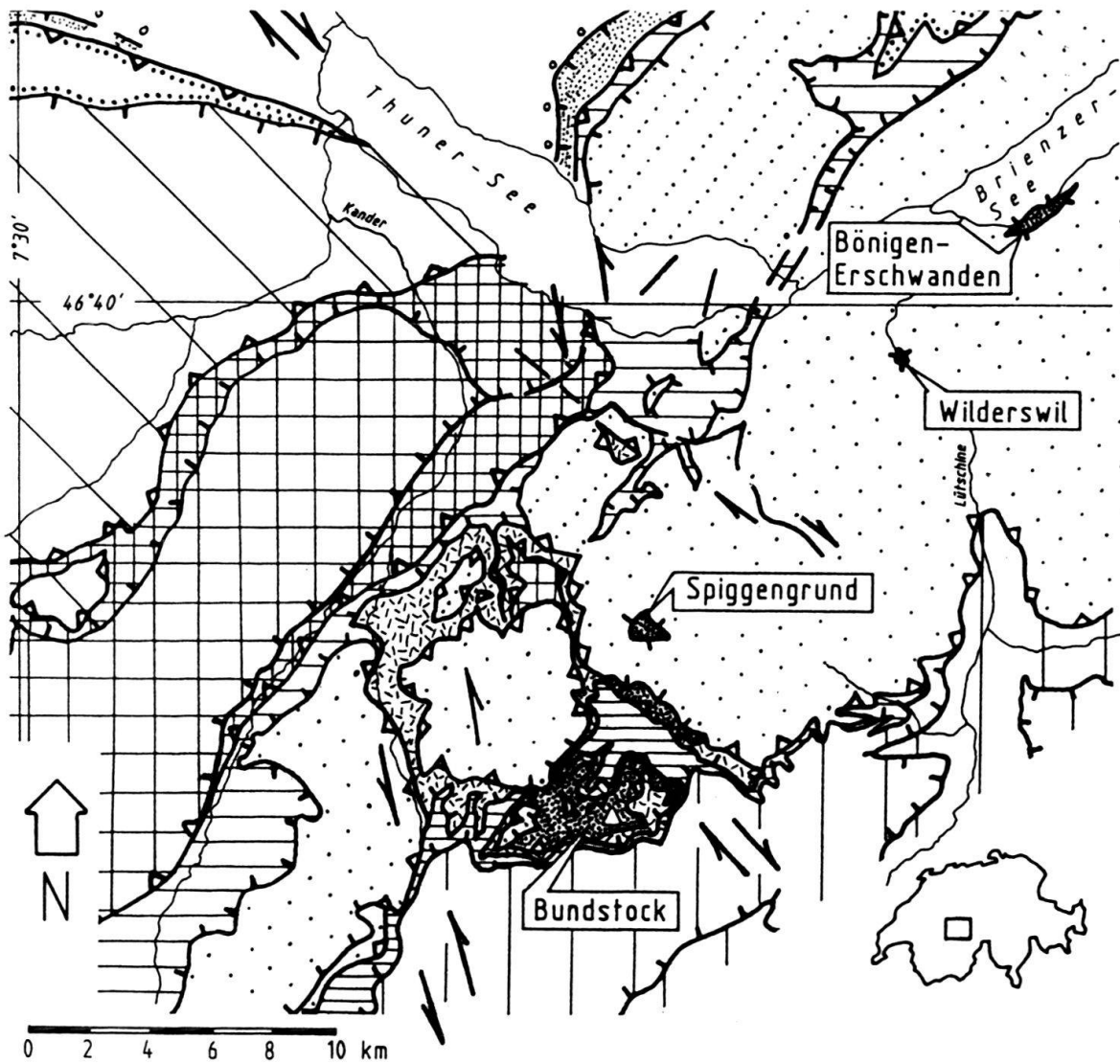


Fig. 1. Tektonische Karte der helvetischen Decken im Kander- und Kiental.

in Savoyen wurden allerdings früholigozäne Faunen bestimmt (Hinweise über Alter, Fazies und Paläogeographie der Taveyannaz-Serie bzw. der Nordhelvetischen Flysche vergleiche Zwahlen 1981, 1983, 1986, Lateltin 1987, Herb 1988, Fischer 1990. Legende zu den Tektonischen Profilen Taf. 3). Das Bundstock-Element hat dieses Flyschsubstrat gemeinsam mit der Wildhorn-Decke s.str. und Randkette ganz im Norden. Das Dach der Teildecke ist definiert durch die Überschiebungsfläche der südlichen Wildhorn-Decke, welche in den Schiefen des basalen Doggers abgeschert wurde.

Zwischen Kien- und Kandertal liegt das Bundstock-Element als NW-vergente, stark tauchende Doppelfalte vor. Im Süden baut eine basale, intensiv zerscherte Synklinale aus Unterkreide und Tertiär das Schwarzhorn auf (NW Hohtürli). Darüber entwickelt sich eine weit nach NW überliegende Antiklinale, welche eine Schichtreihe vom unteren Lias bis ins Tertiär enthält. Von dieser Grossfalte ist vor allem der Verkehrtchenkel mit seiner Abfolge vom Lias auf dem Bundstockgipfel zum hier neu beschriebenen Tertiär der Dündenalp (Kiental) erhalten geblieben (siehe Tafeln 2 und 3).

Während der Jura des Verkehrtchenkels einigermassen in seinem stratigraphischen Verband geblieben ist, wurden die einzelnen Schichtglieder der Unterkreide und des Tertiärs an der Deckenbasis zu Schuppen und Linsen auseinandergerissen (Boudinage) und nachträglich in fast beliebiger Reihenfolge ineinander verkeilt. Man findet jedoch in dieser Schuppenzone entlang der Deckenbasis (Oeschinen-Schafberg, Bundalp, Dündenalp) praktisch alle notwendigen stratigraphischen Einheiten, um daraus eine Abfolge rekonstruieren zu können, welche stark an diejenige der nördlichsten Randkette (Beck 1911) oder der tiefsten Schuppen (Randkettenaequivalente) auf der Westseite des Kandertals erinnert (Adrian 1915). Die Doppelfalte reisst im Westen unter dem Dündenhorn diskontinuierlich an einer N–S streichenden Antiklinale ab.

Im östlichen Kiental entwickeln sich entlang von ebenfalls N–S streichenden Faltenachsen die Malm- und Doggerschichten des Bundstock-Elementes zur sinistral weit nach Norden geschleppten Falte 1 der Wildhorn-Decke nach Günzler-Seiffert (1933, 1938, 1941), die ihrerseits im Spiggengrund (Kiental) aber immer noch als losgerissener Körper unter Falte 3 der südlichen Wildhorn-Decke liegt. Das Bundstock-Element kann demnach als sinistral zerscherte Teildecke betrachtet werden, deren Einzelschollen seitlich begrenzt sind durch entsprechende Schleppfalten (Fig. 2). Für die Struktur zutreffender scheint mir sogar die umgekehrte Argumentation: Das Bundstock-Element entwickelte sich als frontaler «en-échelon-Körper» überhaupt erst unter dem Scherstress, der sich aufbaute, weil die Wildhorn-Decke bereits um die Wende Eozän/Oligozän sinistral abgelenkt abscherte und im Verlauf des Oligozäns so transportiert wurde, dass der Ostflügel der Decke weiter nach Norden auf das Molassevorland überschoben wurde (Randkette!, vgl. Kap. Kinematik).

Bis heute wurden am Aufschluss keine klaren geometrischen Evidenzen beobachtet, welche eine eindeutige Aussage über die zeitliche Abfolge der beiden erwähnten Faltungssysteme gestatten würden. Für früh, d.h. bereits während der Abscherung des Elementes angelegte N–S-Achsen spricht jedoch folgende grossräumige Beobachtung: Die sinistralen Scherfalten begrenzen Blöcke mit völlig eigenständigem Faltenbau und verschiedener Lage der Abscherflächen. Die oben beschriebene Doppelfalte ist auch nur auf die Bundstockgruppe beschränkt. Die unterschiedliche Deformation innerhalb der einzelnen Scherblöcke dürfte daher jünger sein als die sinistrale Scherung an den N–S-Achsen, welche die einzelnen Blöcke individualisierte (Bundstock, Spiggengrund, ev.

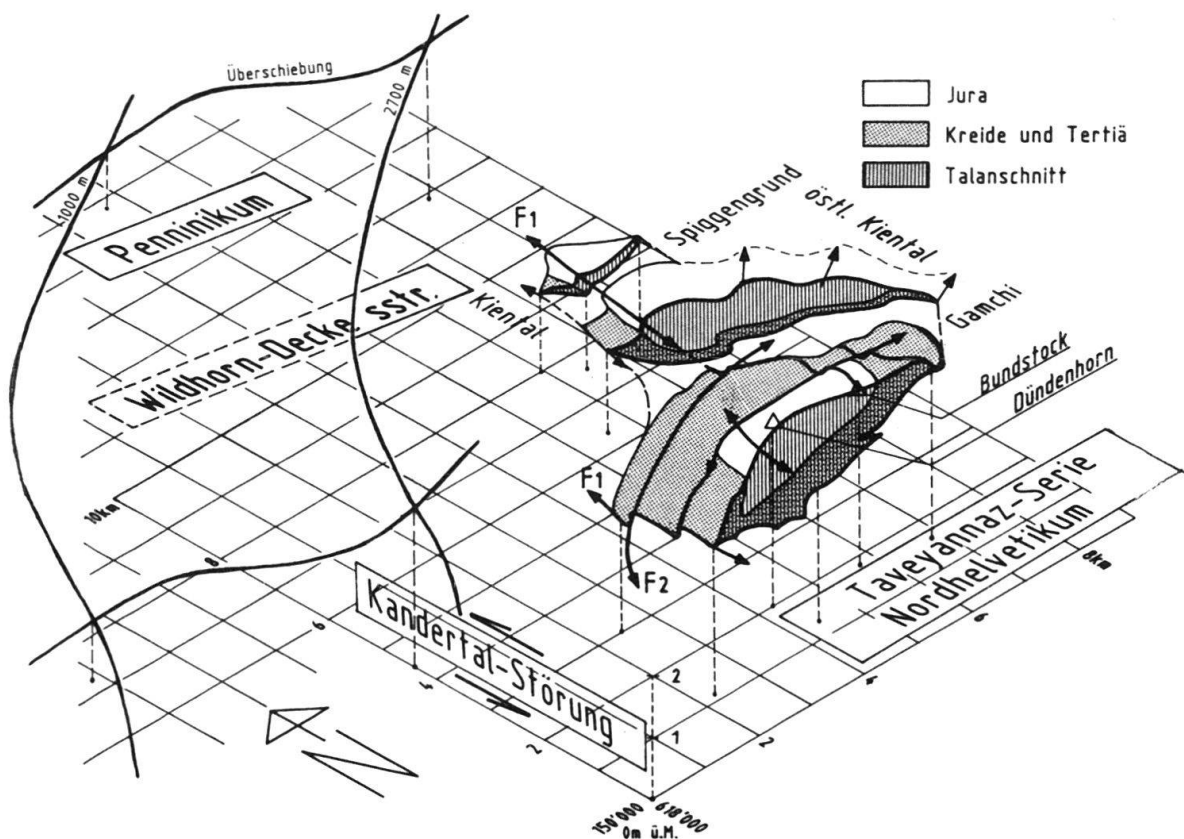


Fig. 2. Blockbild des Bundstock-Elementes mit der an der Kandertal-Störung zerscherten externalpinen Hauptüberschiebung.

Wilderswil, Erschwanden b. Bönigen), Pilloud (1990), Günstler-Seiffert (1933, 1938, 1941).

Eindeutig jünger sind NW-streichende, meist Z-förmige Kleinfalten (10 m bis 100 m-Bereich), die das Bundstock-Element gemeinsam mit seiner Unterlage verfallen. Diese jüngste Verkürzung wird verursacht durch die Zerschierung der liegenden Doldenhorn-Decke. Einige der basalen Scherflächen ihrer Tauchfalten durchschlagen den bereits bestehenden Deckenstapel Doldenhorn-D., Gellihorn-D., Taveyannaz-Serie und Bundstock-Element (Fig. 3 und Schläppi 1980). Die späte Stauchung, ausgehend vom externalpinen Aar-Massiv (Kammer 1985, «Kiental-Phase» nach Günstler-Seiffert 1941), dürfte auch zu einem wesentlichen Teil verantwortlich sein für die tiefe Einfaltung von Kreideschuppen (v. a. Kieselkalk) des basalen Bundstock-Elementes in die liegende Taveyannaz-Serie (Bundalp, Dürreberg, vgl. Fig. 3 und Profiltafel). Die hangende Wildhorn-Decke s.str. scheint mindestens im Bereich von Kien- und Kandertal durch diese jüngste Einengung nicht direkt zerschert worden zu sein. Allerdings ist es denkbar, dass sie final z. B. auch den Jura der Grossynklinalen Schärsax-Salzhorn (siehe Profiltafel) zu seiner heutigen Lage gestaucht und überkippt hat.

Das Bundstock-Element im hinteren Kiental wurde unter anchizonalen Metamorphosebedingungen deformiert. Dies entspricht seiner tektonischen Lage zwischen Doldenhorn-Decke (Epizone) und Gellihorn-Decke (höhere Anchizone) darunter und der unmetamorphen südlichen Wildhorn-Decke darüber (Künzi 1975, Zwahlen 1986). Die

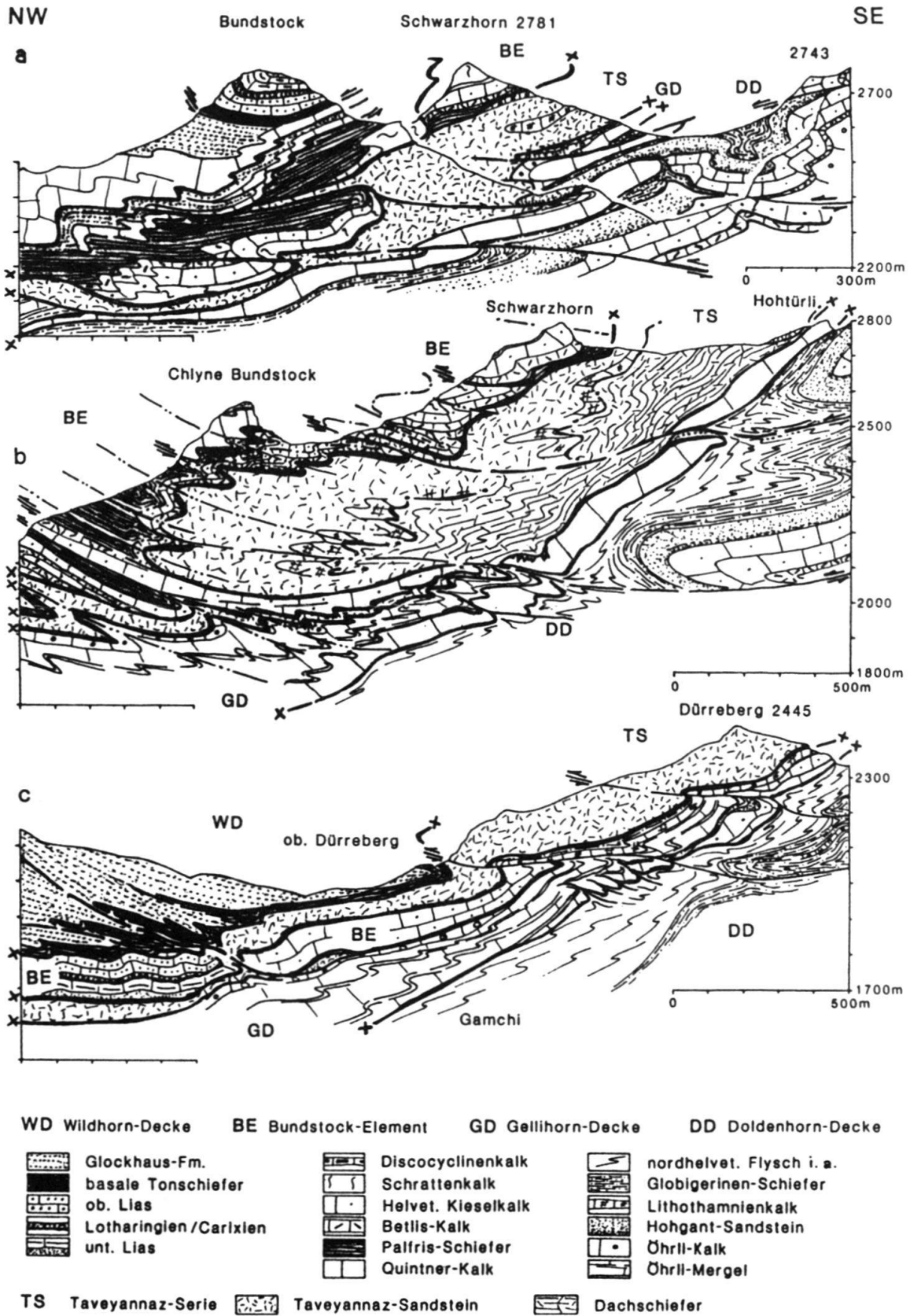


Fig. 3. Tektonische Profile durch die Bundstock-Gruppe. Beachte die sekundäre Zerschierung und Faltung ausgehend aus den liegenden Nordhelvetischen Einheiten. a, b Bundstockgruppe; c östliches Kiental.

Deformation ist extrem lithologieabhängig. Die Mikrofauna in pelagischen Mikriten ist perfekt erhalten; die stärkste Deformation wurde an Ammoniten der Schilt-Schichten beobachtet mit Achsenverhältnissen $x : z$ von ca. $1.3 : 0.8$, wobei die gelängte Achse parallel zu den primären N–S Faltenachsen (F_1) liegt. Die Lias-Ammoniten auf dem Bundstock sind schwächer deformiert (Zwahlen 1986). Eine weitaus stärkere Scherdeformation dürften die Palfris-Schiefer erfahren haben, deren tektonisch bedingte Mächtigkeiten zwischen etwa 30 m und 200 m schwanken, dies ohne nachweisbare Scher- und Aufschiebungsflächen.

Östliche Fortsetzung des Bundstock-Elementes

Längs der Ostseite des hinteren Kientals zwischen Gornere und Dürreberg bilden Lias (Künzi 1975, Gerber 1905), Glockhaus-Serie (Dogger), Malm und Unterkreide Felswände und -bänder, die zwischen Taveyannaz-Serie bzw. Gellihorn-Decke und der Überschiebung der südlichen Wildhorn-Decke liegend, eine zum Bundstock-Element analoge tektonische Stellung einnehmen. Im Unterschied zur Bundstockgruppe liegen hier die einzelnen lithostratigraphischen Serien voneinander abgeschert, der Lias (oberhalb Steineberg) zuhinterst und der Malm (Gornere) zuvorderst im Tal. Da die Liasabfolge in tektonischem Kontakt zur Molser-Serie (basaler Dogger) der südlichen Wildhorn-Decke steht, wird eine vollständige jurassische Schichtreihe innerhalb der Decke vorgetäuscht. Künzi (1975) hat jedoch im Dach seines Liasprofils (Koord. 626 400/154 450) neben stark zerscherten Gesteinen des obersten Lias und untersten Doggers sowie tektonischen Diskordanzen eine etwa 1 m-mächtige Malmlinse (Quintner-Kalk) beobachtet. Solche Malmschürflinge kommen auch innerhalb des Bundstock-Elementes vor, etwa im Graben oberhalb Golderli (625 150/155 650) zwischen Glockhaus-Serie und Palfris-Schiefer. Man darf also davon ausgehen, dass die Überschiebung der Wildhorn-Decke s. str. von der Sefinen Furgge an nordwärts stratigraphisch nie tiefer liegt als im basalen Dogger. Der intensiv verfaltete und in sich zerscherte Lias von Steineberg gehört tektonisch zum Bundstock-Element (Diskussion siehe Kap. Paläogeographische Heimat).

Die Unterkreide liegt, ganz vom Jura überfahren, entlang der Basis des Elementes und ist meist vertreten durch den mindestens doppelt verfalteten Kieselkalk (Silberbüel-Griesalp, Dürreberg).

Im Talboden des Spiggegrund ist eine stark zerscherte Malm/Dogger-Antiklinale als Fenster unter der Wildhorn-Decke s. str. aufgeschlossen. Diese Antiklinale kann durch ihre NNE–SSW streichende Achse mit dem Malm der Gornere (Kiental) verbunden werden (vgl. N–S-Achsen am Dündenhorn). Diese Falten entsprechen der überfahrenen Falte 1 nach Günzler-Seiffert (1933, 1938), der in ihr die Deckenfront der Wildhorn-Decke im Jurastockwerk sieht. Im NE streicht die Struktur bei Wilderswil (Günzler–Seiffert 1941), immer noch von Falte 2 überfahren, wieder an die Oberfläche. Am Brienersee nimmt der Lias und Dogger von Erschwanden bei Bönigen (Pilloud 1990) die entsprechende Position ein. Auch hier können NNE–SSW streichende Faltenachsen beobachtet werden, eine zum regionalen Achsenstreichen (ENE–WSW) gänzlich abweichende Richtung (vgl. Fig. 1).

Westliche Fortsetzung

Westlich der Kander (Üschenetal-Felsenhorn-Lämmerngrat) zeigt die Wildhorn-Decke innerhalb des Jurastockwerkes einen mehrfachen Schuppenbau aus Dogger, Malm und Palfris-Schiefer (Furrer 1962). Arnold (1990) beschreibt im Üschenetal zwischen dem Tertiär der Gellihorn-Decke und der Doggerbasis der Wildhorn-Decke s. str. (Üschene-Schuppe) eine verkehrt liegende Abfolge von Linsen und Kleinschuppen, die er stratigraphisch dem Helvetischen Kieselkalk, dem Öhrli-Kalk (Affinität zur Gellihorn-Decke), den Palfris-Schiefeln und dem Quintner-Kalk zuordnet. Da vom Dündenhorn keine Faltenachsen westwärts in diese Zone streichen und die stratigraphischen Einheiten fehlen, welche das Bundstock-Element charakterisieren (Lias, Schrattekalk, Dünden-Konglomerat), dürfte eine eindeutige Korrelation schwierig sein. Die typische, fossilreiche Flachwasserfazies innerhalb des Quintner-Kalkes des Bundstockes (siehe Stratigraphie) wurde westlich des Kandertales bis heute noch nicht beobachtet. Die von Bugnon (1986) definierte Jägerchrüz-Schuppe in der Region Leuk/VS nimmt bezüglich tektonischer Stockwerkabfolge eine zum Bundstock-Element analoge Stellung ein. Stratigraphisch lehnt sie sich jedoch mit ihrem Öhrli-Kalk und dem fehlenden Schrattekalk stark an die Kreideentwicklung der nordhelvetischen Decken (Doldenhorn-, Gellihorn-Decke) und strukturell ist sie ein Element der Wurzelzone des internen Aar-Massivs mit entsprechend starker Deformation (Bugnon 1986) und Grünschiefer-Metamorphose (Bussy 1984). Dies sind Eigenschaften, die dem Bundstock-Element fehlen.

Möglicherweise wurde der dem Bundstock-Element entsprechende Ablagerungsraum westlich der Kander, ähnlich wie dies in der östlichen Fortsetzung der Fall ist, so zerschert, dass Kreide und Tertiär nach Norden abgeschert wurden und heute im Schuppenbau westlich Kandergrund vorliegen (vgl. Stratigraphie, Paläogeographie), während der Jura dazu noch in der Wurzelzone im Wallis liegt (ev. Heidnischbiel-Raron, Bugnon 1986). Westlich der Rawil-Depression dürften frontale Teile der Diablerets-Decke paläogeographische Äquivalente darstellen, nachdem die liegende Nappe d'Ardon (Masson 1980) mit der Gellihorn-Decke korreliert werden kann.

Burkhard (1988) beheimatet allerdings in seiner Abwicklung, insbesondere um eine normale, möglichst einfache tektonische Sequenzabfolge zu erhalten, die Gellihorn-Decke auf dem internsten Aar-Massiv. Dadurch kommt in diesem Modell die Gellihorn-Decke in den Ablagerungsstreifen der Diablerets-Decke zu liegen. Demnach wäre unser Bundstock-Element trotz beträchtlicher stratigraphischer Unterschiede unmittelbar der südlichen Gellihorn-Decke anzuschliessen, entweder südlich davon (distal einer hypothetischen synsedimentären Abschiebung) oder lateral östlich anschliessend (Vgl. Kap. Paläogeographische Heimat).

Kommentar zu den tektonischen Profilen (Tafel 2 und 3)

Die beiden Querprofile (Tafel 2) zeigen gestaffelte Schnitte durch die Talflanken und Wasserscheiden, wie sie in der Ansicht längs des Kientals studiert werden können. Die beiden Flankenschnitte wurden so positioniert, dass die Kreide-Tertiär-Antiklinale Bachflue-Dreispietz der Wildhorn-Decke die Profilebenen genau rechtwinklig schneidet. Angenähert gilt dies für die F_2 und jüngeren Falten aller Decken; am stärksten weichen die Faltenachsen der Gellihorn-Decke im Gamchi davon ab. Die F_1 -Achsen des Bund-

stock-Elementes im Dündenhorn (transpressive Scherfalten am Westrand der Teildecke) werden subparallel geschnitten, daher das wilde Interferenzmuster mit F_2 in diesem Gebirgstheil. Die rasch ändernden Schnittbilder in der nördlichen Wildhorn-Decke (Sattelhorn – Bachflue – Dreispitz) werden durch die gewaltige, transversale Bachli-Giesen-Abschiebung verursacht, die nach Westen ins Kandertal streichend immer südlichere Falten anschneidet (vgl. Tafel 1, Zwahlen 1986).

Das Längsprofil (Tafel 3) liegt etwa parallel zu den F_2 -Falten der Wildhorn-Decke; F_1 des Bundstock-Elementes schneidet das Profil im Dündenhorn rechtwinklig. Die bogenförmige Faltenanlage der Gellihorn-Decke, Taveyannaz-Serie und des basalen Bundstock-Elementes werden durch das Profil schleifend, tangential geschnitten. Die Pilzstrukturen und wechselnden «Vergenzen» sind reine Schnitteffekte; mit Ausnahme von F_1 sind alle Faltenvergenzen mehr oder weniger gegen den Betrachter gerichtet.

Die Profile wurden nicht balanciert; die Konstruktionen beruhen jedoch auf sehr detaillierten Kartierungen und unzähligen Strukturmessungen im Feld. Das Gebirge ist durch den Kientaleinschnitt sehr gut aufgeschlossen, was in den Steilhängen die Anwendung fotogeologischer Kartierung ermöglicht.

Der stratigraphische Inhalt des Bundstock-Elements

Der *Lias* in verkehrter Lagerung bildet die Gipfelkuppe des Bundstockes; der unterste *Lias* fehlt (Gipfelabtrag). Die anstehende Abfolge vom unteren Sinemurien bis zum unteren Aalenien kann in drei sedimentäre Zyklen gegliedert werden, nach denen bereits Troesch (1908) in unteren, mittleren und oberen *Lias* unterteilte. Eine Wechsellagerung von dunklen, harten, sandigen, feinspätigen, leicht dolomitischen Kieselkalken mit schwarzen Mergeln und Tonschiefern bildet jeweils die Hauptmasse eines Zyklus. Darüber folgt eine mächtigere helle, mehr sandige Bank, dann Kalksandsteine und/oder Echinodermenbreccien bzw. Crinoidenkalke, die stark von Phosphorit und Limonit infiltriert sind. Hier finden sich die wichtigsten Lager von meist phosphoritisierten Makrofossilien. Im Falle des unteren Zyklus sind in diesen groben Deckschichten das späte Sinemurien und früheste Pliensbachien, im mittleren Zyklus das späte Pliensbachien und frühe Toarciens (ohne Zonenfossilien) kondensiert. Die obere sandige, massigere Abfolge enthält Fossilien des späten Toarciens und frühen Aalenien. Das Profil in Fig. 4 ist zusammengestellt nach Troesch (1908, mit Fossiliste), Susedka (1979), Künzi (1975) und eigenen Kartierungen. Ammoniten aus der Sammlung Künzi (Univ. Bern) und eigene Funde wurden bestimmt durch D. T. Donovan (London 1977) und R. Schlatter (Schaffhausen, 1985). Erwähnenswert ist ein Exemplar eines *Hammatoceras* sp. (det. R. Schlatter, 1985), den J. Susedka im Schutt unterhalb des Bundstockgipfels fand. Das grobspätige, leicht dolomitisierte Handstück enthält mindestens drei phosphoritisierte Ammoniten. Es ist unwahrscheinlich, dass diese Lithologie aus der Glockhaus-Serie stammt, mit grosser Wahrscheinlichkeit rutschte der Ammonit aus der sandigen Abfolge des obersten «*Lias*». Da R. Schlatter das Fossil am ehesten mit *Hammatoceras*-Formen des Aalenien vergleichen kann, muss gefolgert werden, dass im Bundstock-Element die sandig-neritische, kondensierte Sedimentation des «*Lias*» bis mindestens ins frühe Aalenien andauerte.

Dogger: Bedingt durch Abscherung des Doggers und Malms vom *Lias* variiert die Mächtigkeit der *basalen sandig tonigen Molser-Serie* von 10 bis 50 m. Mit über 100 m

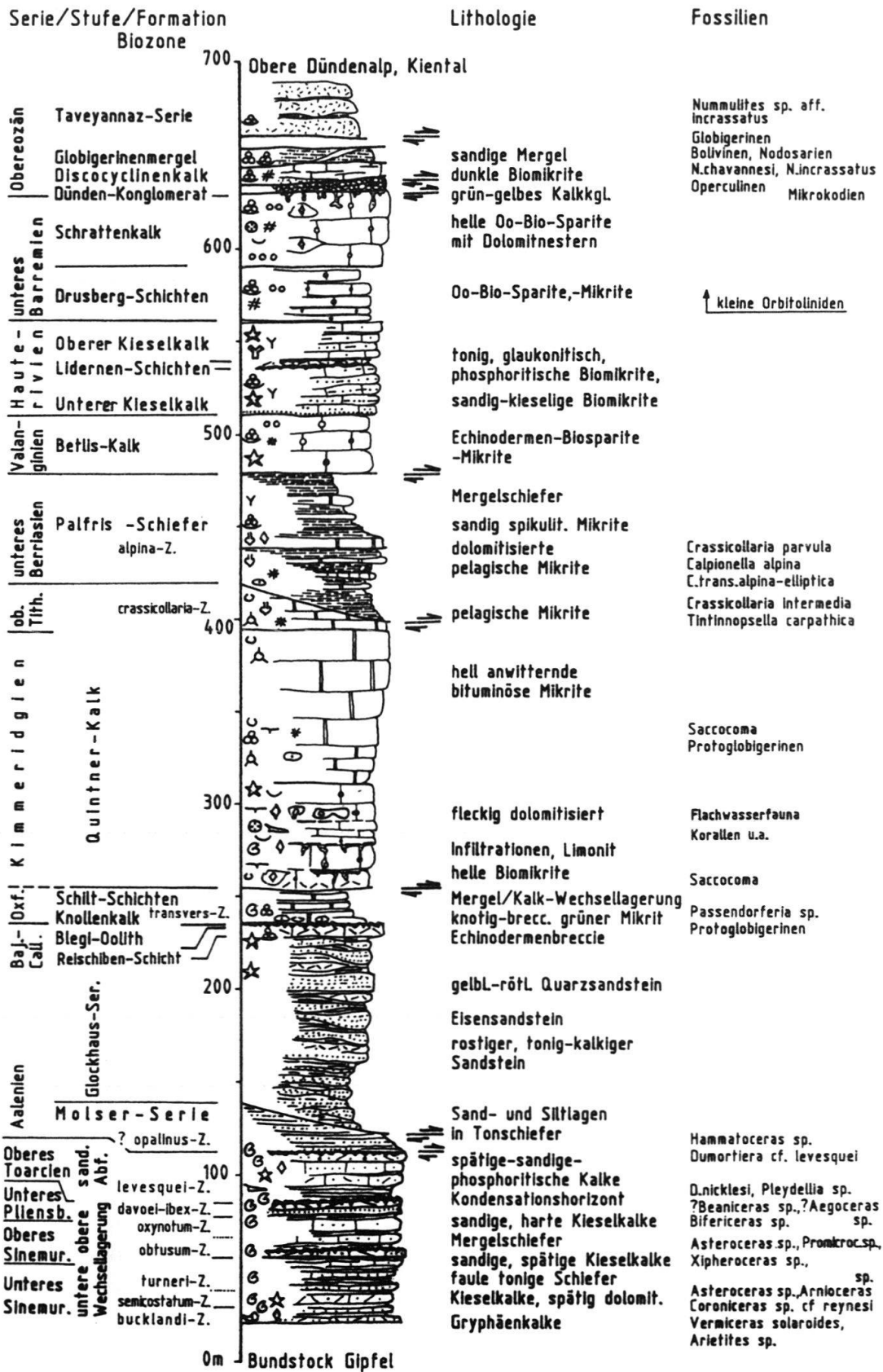


Fig. 4. Kompilierte Stratigraphie des Bundstock-Elementes nach Troesch (1908), Künzi (1975), Susedka (1979) und Zwahlen (1981, 1986).

Mächtigkeit beherrscht die *Glockhaus-Serie* (Eisensandstein) die Doggerabfolge. Die rostig anwitternde, wulstig gebankte Serie entwickelt sich aus der Molser-Serie, indem immer mehr Feinsand und Echinodermenbruchstücke eingelagert werden. Im Extremfall können sich daraus Quarzsandsteinbänke oder sandige Echinodermenbreccien entwickeln. Der mittlere und obere Dogger ist auf 5 bis 10 m reduziert (Schwarzhorn-Schichten fehlen stratigraphisch) und besteht aus groben, schräg geschichteten, braunen *Echinodermenbreccien*, die reichlich benthonische Foraminiferen enthalten. Die obersten Bänke sind durch Phosphorit, Chlorit und Silex imprägniert und enthalten Belemniten, Pectiniden u. a. Bivalven. Der eigentliche *Blegi-Oolith* (Eisenoolith) ist mit wenigen cm Dicke nur fleckhaft vertreten. Der Kondensationshorizont dürfte Bathonien, Callovien und das früheste Oxfordien umfassen (Günzler-Seiffert 1933, 1938).

Malm: Über dem Blegi-Oolith setzt der untere Malm mit grünlichen *Knötchenkalken* ein, die Protoglobigerinen und Ammoniten enthalten, darunter häufig Vertreter der Familie Perisphinctinae. Ein von R. Gygi (Naturhist. Museum Basel) als *Passendorferia* (*Passendorferia*) sp. erkannter Ammonit aus dem Knollenkalk belegt, dass nach der Omission über dem Blegi-Oolith die pelagische Sedimentation spätestens im Mittleren Oxfordien wieder einsetzte (ob. *transversarium*- bis *bifurcatus*-Zone). Die geringmächtigen Knötchenkalken, hier als Basisglied der Schilt-Schichten betrachtet, können selbst noch als kondensierte pelagische Mikrite angesehen werden, denn stellenweise ist das Gestein dicht erfüllt von Ammoniten. Unter Einlagerung von Mergeln entwickeln sich daraus die typischen *Schilt-Schichten*. Diese Formation erreicht maximal etwa 10 m Mächtigkeit, häufig ist sie jedoch ganz abgeschert. Der *Quintner-Kalk* baut dagegen die mehrere hundert Meter hohen hellen Kalkwände rings um den Bundstock und das Dündenhorn auf. Der dick gebankte, monotone Mikrit zeichnet sich im Unterschied zum Quintner-Kalk der Wildhorn-Decke s. str. (Schärsax) durch eine reichere Fauna im unteren Teil aus. Einzelne Mikritbänke sind voll von verkieselten und herauswitternden Muscheln, Einzelkorallen und Belemniten; turbiditische Texturen wurden nicht beobachtet. Im Umfeld dieser Fossilager finden sich Bänke, die durch fleckhafte Dolomitierung und dolomitische Füllungen von Spalten brecciös erscheinen. Die Wände ehemaliger Hohlräume sind häufig von Ton, Silex und Limonit überzogen. Auch ausserhalb der Fossilbänke erscheinen die Mikrite durch eine reiche Fauna von Crinoiden, *Saccocoma*, Bivalven, juvenilen Ammoniten, Aptychen, Ostracoden u. a. spätig. Die Fossilager sind nicht mit dem Tros-Kalk des nördlichen Helvetikums zu verwechseln, dazu liegen sie stratigraphisch zu tief. Da bereits die untersten Bänke der Abfolge reichlich *Saccocoma* enthalten, liegt die Grenze Oxfordien/Kimmeridgien unterhalb der Basis des Quintner-Kalkes. Der obere Teil des Quintner-Kalkes ist ein pelagischer Mikrit und nähert sich der Fazies der südlichen Wildhorn-Decke. Cadosinen, Globochäten, Radiolarien, Protoglobigerinen und Filamente dominieren über Bruchstücke von Makrofossilien. Die Mikrite führen häufig Intraklasten oder Pelloide. Unterhalb des kleinen Bundstocks konnte am Kontakt zu den Palfris-Schiefern in einer geringmächtigen Folge dünner Mikritbänke eine Assoziation von fast ausschliesslich Calpionellen (*Crassicollaria*-Zone) und Radiolarien gefunden werden. Protoglobigerinen und Saccocomen scheinen hier zu fehlen.

Kreide: Der Kontakt zwischen dem massigen Quintner-Kalk und den *Palfris-Schiefern* ist wiederum stark zerschert. Die einzige zusammenhängende Schichtreihe der Unterkreide innerhalb des Bundstock-Elementes beschreibt Susedka (1979) vom Schwarz-

horn. Die Mächtigkeit der Schiefer der untersten Kreide schwankt tektonisch bedingt zwischen wenigen Metern und 400 m. Es sind braun anwitternde, stark rekristallisierte Mergelschiefer, die bis 10 % Feinsand oder Silt, häufig benthonische Kleinforaminiferen, Schwammnadeln und Echinodermenreste führen. Oberhalb der Bundalp fällt darin eine bis 5 m mächtige gelbliche Kalkbank auf, die sich im Schliff als wolkig dolomitisierte Calpionellenmikrit der *C.alpina*-Zone entpuppt. Er enthält schemenhaft abgegrenzte Lithoklasten von Calpionellenkalken der *Crassicollaria*-Zone, die nur aus dem obersten Quintner-Kalk stammen können.

Der gelbliche *Betlis-Kalk* ist eine gut gebankte Echinodermenbreccie. Bis 1 dm dicke Silexlagen unterstreichen die Bankung. Je nach Ausbildung können die Biosparite 30–90 % Trochiten, bis 5 % schlecht sortierten Fein- bis Mittelsand, Peloide, Ooide, Textulariden, Muschelbruchstücke, Phosphoritkörner und Limonit enthalten.

Der *Helvetische Kieselkalk* ist durch Einlagerung dünner Mergelschiefer deutlich gebankt. Er verwittert gelblich bis rostig braun und bildet scharfkantige rauhe Oberflächen. Die basalen Bänke sind stark sandig. Sonst enthalten die zähen, kalkig-kieselig zementierten Intra-Biomikrite Bioklasten von Echinodermen, Schwammnadeln und Textulariden. Das Gestein ist unregelmässig imprägniert von Phosphorit, Limonit, Pyrit und kohligem Pigment. Die glaukonitisch-phosphoritischen z. T. tonigen *Lidernen-Schichten* unterteilen die Einheit in etwa 2/3 unteren und 1/3 oberen Kieselkalk. Der bis 5 m mächtige Kondensationshorizont ist ein stark vererzter Biomikrit (packstone) aus groben Bruchstücken von Echinodermen, Bryozoen und Muscheln.

Die *Drusberg-Schichten* unterscheiden sich nur durch die dünnere, deutlichere Bankung und die dünnen Mergelzwischenlagen vom hangenden *Schrattenkalk*. Sonst bestehen beide Einheiten aus hellgrau verwitternden, rein karbonatischen Biospariten. Die Komponenten bestehen aus Milioliden, Orbitoliniden, Textulariden, Dasycladaceen, Korallen, Echinodermen, Mollusken und Ooiden. Scharf abgegrenzte, vollständig dolomitisierte Felder erwecken den Eindruck, als ob der Kalk aufgelöst und die Hohlräume sekundär in Mg-reichen Lösungen wieder zementiert worden seien. Auf dem Schwarzhorn greifen stark vererzte, schwärzliche Taschen mehrere m tief in den Schrattenkalk. Diese enthalten, in chloritisch-hämatitischer Matrix eingebettet, einen schlecht sortierten Mittel- bis Grobsand mit chloritisierten oder limonitisierten grossen Pisoiden und Kalklithoklasten. Diese Füllung entspricht genau der Matrix des nachstehend beschriebenen *Dünden-Konglomerates*, das im Bundstock-Element die Tertiärtransgression markiert.

Das *Tertiär* des Bundstock-Elementes ist nur in Form einzelner Schuppen und Linsen entlang der Überschiebung auf die Taveyannaz-Serie erhalten. Die besten Aufschlüsse bilden die Felsbänder, welche den Talkessel der oberen Dündenalp (Hinteres Kiental) zwischen 2100 m und 2200 m umschliessen. Eine praktisch identische Lithologie wie die Infiltrationen im Schrattenkalk des Schwarzhorns zeigen maximal 5 m mächtige Schuppen eines Kalkkonglomerates. Da seine Zusammensetzung unverkennbar ist und es praktisch als Leitgestein für das Bundstock-Element und die nördlichsten Randketten-elemente im Kandertal angesehen werden kann, sei hier ein neuer informeller Begriff eingeführt; das *Dünden-Konglomerat*. Typlokalität ist die grösste Konglomeratschuppe auf der «Oberen Dünde» in 2160 m ü. M., Koordinaten 623 400/152 600 (Schweiz. Landestopographie).

Die bis faustgrossen Komponenten bestehen überwiegend aus Schrattenkalk. Nicht selten führen diese eine Orbitolinidenassoziation von *Cribellopsis* sp., *Palaeodictyoconus*

sp. und *Palorbitolina lenticularis*, was auf den oberen Schrattenkalk schliessen lässt, der aber nur in der südlichen Wildhorn-Decke, etwa am Aermighorn in der Schichtreihe erhalten geblieben ist. Offenbar wurde er auch in nördlicheren Faziesstreifen abgelagert (Randkette) und hier im Alttertiär jedoch restlos erodiert. Untergeordnet vertreten sind sparitische, stark rekristallisierte und dadurch nicht identifizierbare Karbonate. Die Komponenten sind dicht gepackt und werden durch eine rostig-grünliche Grundmasse zementiert. Diese Matrix des Dünden-Konglomerates ist tonig, führt 20–40 % unsortierten Quarzsand (max. 1 mm, z. T. gerundet, oft klar und einheitlich auslöschend) und bis 3 mm grosse onkoidartige, schalig umkrustete Partikel. Die tonige Matrix besteht aus einem feinen, neu gewachsenen Filz aus gelbbraunem Chlorit, ev. Stilpnomelan, Illit, Limonit und Silex. Die Tonminerale können stellenweise so fein ausgebildet sein, dass sie optisch opak erscheinen. Unter den opaken Körnern dürften auch Phosphoritlithoklasten vertreten sein. Als einzige biogene Strukturen können die von Algen und/oder Bakterien erzeugten onkoidischen Schalen und Mikrokodienbruchstücke erkannt werden. Da die Konglomeratschuppen nur entlang der Deckenüberschiebung vorkommen, sind sie stets intensiv geprägt von Drucklösung und Kataklyse.

Das häufigste Tertiärgestein im Bundstock-Element sind dünn und flaserig gebankte, dunkle *Discocylinenkalke*. Die eingeregelteten Discocylinen erfüllen die sandigen Biomikrite. Untergeordnet sind Asterocylinen, kleine Nummuliten (*N. chavannesi*, *N. incrassatus*), inkrustierende Kalkalgen, Operculinen, verschiedene benthonische Kleinforaminiferen, Bryozoen und Molluskentrümmer beigemischt. Diese Kalke können zusammen mit seltenen Linsen aus Quarzsandstein der obereozänen *Hohgant-Serie* zugeordnet werden. Ebenfalls nur in kleinen Linsen erhalten sind die hellen graugrünen *Globigerinenschiefer*. Die Mergel können bis 10 % Silt bis Feinsand führen und enthalten neben Globigerinen einen wesentlichen Anteil an benthonischen Kleinforaminiferen (u. A. Nodosarien, Bolivinen).

Paläogeographische Heimat des Bundstock-Elementes

Anhand der geringmächtigen neritischen Einheiten der Unterkreide und der Transgression der obereozänen Hohgant-Serie auf tief verkarsteten Schrattenkalk lässt sich unschwer die Nachbarschaft zu den nördlichsten, tieferen Falten und Schuppen der Wildhorn-Decke im Kandertal bzw. der Randkette ableiten. Adrian (1915) bezeichnet v. a. in den nördlichsten Synklinalen der Wildhorn-Decke beidseits des Kandertals die in bunte Mergel eingelagerten Kalkkonglomerate als «Kontaktschichten» und beschreibt dazu «Orbitoidensand- bzw. -kalkschiefer». Eigene Funde im Kandertal bestätigten die praktisch identische Lithologie mit dem Dünden-Konglomerat bzw. den Discocylinenkalken des Bundstock-Elementes. Auffällig an der nördlichsten Wildhorn-Decke im Kandertal sind auch die weit verbreiteten Mikrokodienkrusten auf und im Schrattenkalk sowie seine fleckenhafte Dolomitisierung. Man vergleiche dazu die analogen Beschreibungen in Schuler (1980) über das Gehrihorn-Gebiet. Da die Randketten-Elemente in der basalen Kreide abgeschert wurden, sind direkte Vergleiche der jurassischen Schichtreihe, die das Bundstock-Element zum grössten Teil aufbaut, nicht möglich. Immerhin bietet gerade der faziell stark gegliederte Lias Korrelationsmöglichkeiten zum internen Aar-Massiv. Vergleicht man etwa die Profile von Künzi (1975, Lias von Steineberg, Bundstock-Element), Schläppi (1980, Torrenthorn, Doldenhorn-Decke), Dolivo (1982,

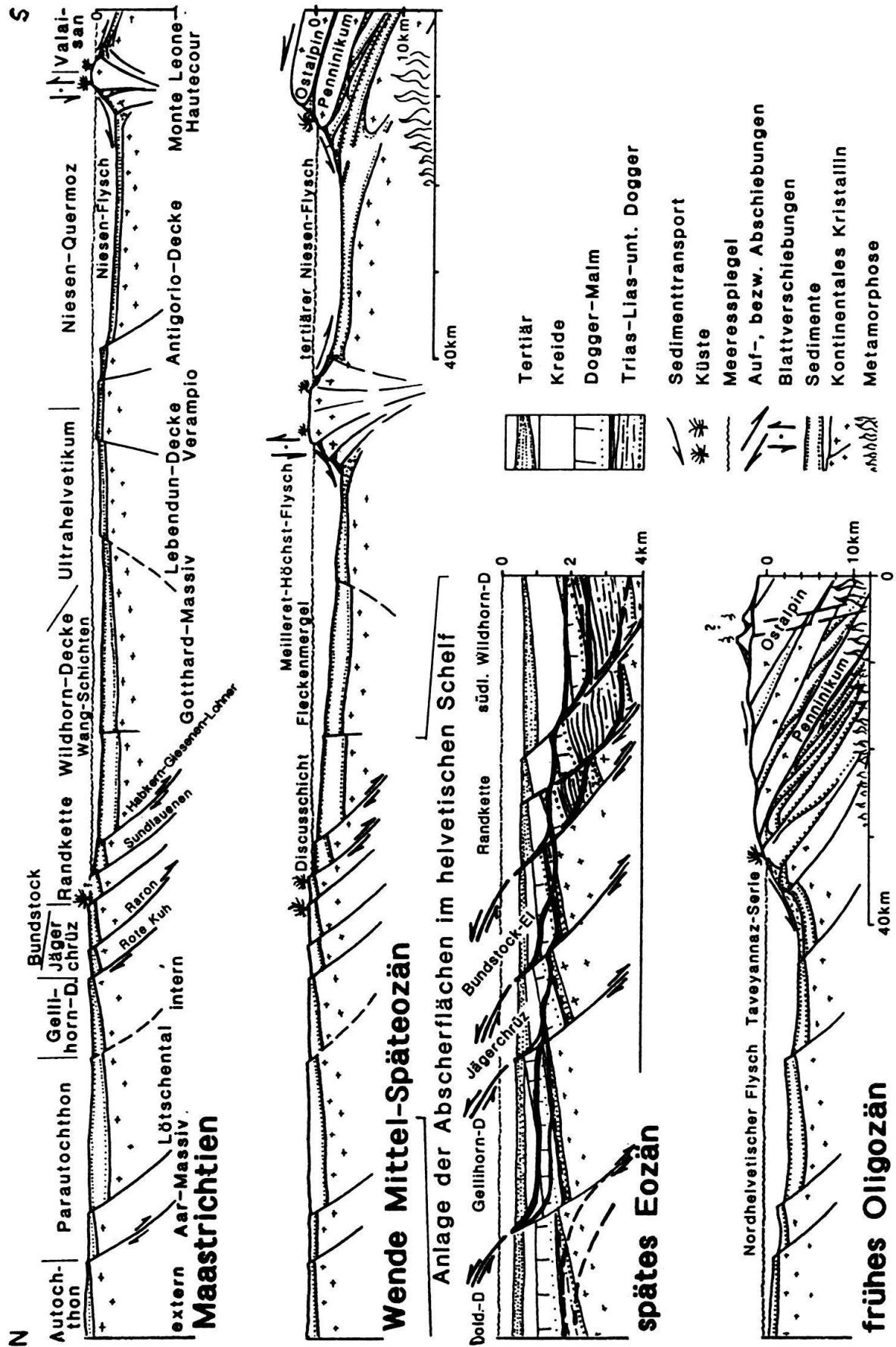
internes Aar-Massiv) und das in dieser Arbeit dargestellte miteinander, dann fällt neben vielen Detailunterschieden eine grundsätzlich ähnliche sedimentäre Entwicklung auf. Das späte Hettangien und frühe Sinemurien sind durch eine Wechsellagerung von Ton-schiefern, Mergel und Kalken vertreten. Der obere Lias ist überall geprägt durch neritisch-siliziklastische Kieselkalke, Sandsteine, Breccien und/oder Spatkalke. Stets werden Kondensationen, Schichtlücken oder Emersionsphasen, insbesondere in den Bereichen des späten Sinemurien bis frühen Pliensbachien und späten Pliensbachien bis frühen Toarcien diskutiert. Der Bundstock-Lias unterscheidet sich dagegen deutlich von den Kalk/Schieferabfolgen bei Termen (Liszky 1966) oder von der Entwicklung der südlichen Wildhorn-Decke in der Zone von Ayent (Moser 1985, 1987).

Dank seiner vollständigen, nur sehr schwach metamorphen Schichtreihe vermittelt das Bundstock-Element in idealer Weise zwischen der frontalen Wildhorn-Decke und dem Internrand des Aarmassivs. Wie Dolivo (1982) beobachten konnte und Wyss (1986) aus kinematischen Gründen ableitete, war der Südrand des Aarmassivs durch Abschiebungen stark gegliedert, so dass während Jura, Kreide und Paläogen das Massiv selbst eine neritisch-festländisch geprägte Schwellenzone bildete, während sich durch Dehnungsbrüche im Süden ein Becken mit offenmeerischen Sedimenten absenkte. Der Gedanke drängt sich auf, das Bundstock-Element samt Randketten der Wildhorn-Decke, die alle nachweislich durchsetzt sind von synsedimentären Abschiebungen (Colombi 1960, Zwahlen 1986), auf dieser Bruchzone südlich des Aarmassivs (Urseren-Gomser-Zone nach Wyss 1986) zu beheimaten. Die Hauptmasse der Wildhorn-Decke käme somit paläogeographisch in das südlich anschliessende Becken zu liegen, dessen Kristallinsokkel in Äquivalenten des Gotthard-Massivs und der Lebendun-Decke zu suchen sind (vgl. Leu 1986 und Fig. 5).

Die primär abgeschobenen Bruchschollen ermöglichen erst eine Abschertektonik, bei der frontale Ablagerungsgebiete in tieferem stratigraphischem Niveau abscheren (basaler Lias im Bundstock-Element) als rückwärtige Bereiche (basale Kreide in der Randkette, basaler Dogger in der südlichen Wildhorn-Decke) (Fig. 5).

Fig. 5, 6 und 7 stellen mittels Subsidenzgeschichte und Abwicklung die paläogeographische und -tektonische Beziehung zwischen Bundstock-Element und Wildhorn-Decke s. str. so dar, wie sie der in dieser Arbeit vertretenen Vorstellung entspricht. Vergleiche dazu auch die mit obiger Interpretation konsistente Abwicklung in Zwahlen (1983), die grob schematisch die helvetischen Ablagerungsräume den kartierbaren Kristallinmassiven in den externen Alpen zuordnet, und die gesamthelvetischen Abwicklungen in Herb (1988). Dass die hier vorgestellte Abwicklung nicht in allen Einzelheiten eindeutig ist, zeigt die teilweise abweichende, rein tektonische Argumentation von Burkhard (1988), der neben Moser (1985) auch eine kinematische Phasenabfolge in der westlich angrenzenden Rawil-Depression aufstellte.

Fig. 5. Palinspastische Profile durch das Helvetikum im Raume Thunersee–Kiental–Lötschenpass–Raron mit den oligozänen Abscherflächen. Die Lage der benannten synsedimentären Abschiebungen ist im Feld fixierbar; die nicht bezeichneten sind hypothetisch, werden jedoch durch unterschiedliche stratigraphische Entwicklung innerhalb benachbarter Blöcke gefordert. Die Konfiguration abgeschobener und rotierter Blöcke ermöglicht es den späteren Abscherflächen, externer gelegene Schollen in tiefer liegenden stratigraphischen Stockwerken zu erfassen, wie dies im Feld kartiert werden kann. Abwicklung des Aar-Massivs nach Schläppi (1980), Bugnon (1986), des Süd- und Ultrahelvetikums nach Ferrazzini (1981), Leu (1986) und des Nordpenninikums nach Leu (1986) und Ackermann (1984).



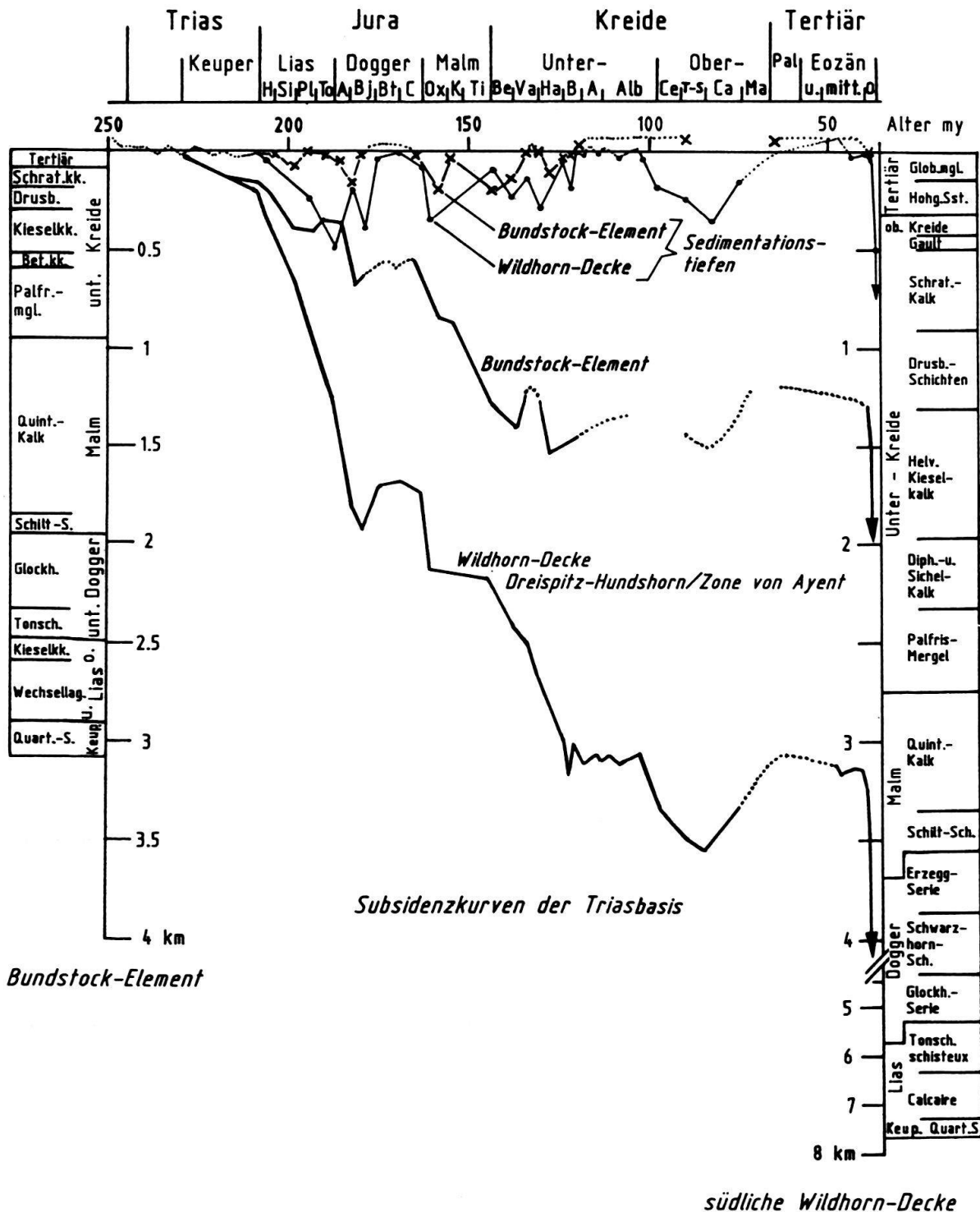


Fig. 6. Subsidenzverlauf der Triasbasis für das Bundstock-Element und die südliche Wildhorn-Decke zum Vergleich. Die beiden Ablagerungsräume liegen in der Abwicklung (vgl. Fig. 7) bloss 15–20 km auseinander. Man beachte die ungleich stärkere Subsidenz im Südhelvetikum während des Lias (frühes Rifting der Tethys) und der frühen Kreide (starke Abschiebungen, späte strike-slip Bewegungen in der Tethys). Konstruktion, Annahmen der Ablagerungstiefen und Kompaktion/Deformation in Analogie zu Funk (1985). Die stratigraphischen Profile sind dekomprimiert und ohne Deformation aufgezeichnet. Die Stratigraphie der südlichen Wildhorn-Decke wurde zusammengesetzt aus dem Dreispitz (Kreide-Tertiär), Hundshorn (Dogger-Malm) und der Zone von Ayent (Moser 1985, 1987).

Kinematische Interpretation

Die tektonische Auslegung des Bundstock-Elementes als «en echelon» angeordnete Scherfaltenschar an der Basis der helvetischen Hauptüberschiebung (Wildhorn-Decke s.l., vgl. Kap. Tektonik) lässt sich zwanglos einbinden in die Deckenkinematik, wie sie Ferrazzini (1981) darstellt. Er geht von der, auf jeder tektonischen Übersichtskarte nachvollziehbaren Beobachtung aus, wonach am externen Alpenrand beidseits der *Lötschenpass-Kandertal-Störung* (siehe unten) verschiedene tektonische Einheiten auf dem Molassevorland überschoben liegen. Im Osten sind es die helvetische Randkette mit verschuppter Taveyannaz-Serie entlang der Basis; im Westen die penninischen Préalpes, die Ultrahelvetische Schuppen an Stelle der Taveyannaz-Serie mitgeschleppt haben. Dies bedeutet, dass an der Kandertal-Störung die externalpine Hauptüberschiebung von einem höheren tektonischen Stockwerk im Westen ins tiefere im Osten springt. Das hat zur Folge, dass an der Transversalstörung das hangende Penninikum dextral, das liegende Helvetikum inklusive Taveyannaz-Serie als helvetische Überschiebungsbasis jedoch sinistral zerschert wurde. Unser diskontinuierliches Bundstock-Element, an der Basis des Südhelvetikums liegend und genau an der Kandertal-Störung einsetzend, kann in dieser Kinematik als frontale, sinistral-transpressive Scherfalte innerhalb der Lateralrampe in der helvetischen Hauptüberschiebung angesehen werden (vgl. Fig. 2).

Die transversale *Lötschenpass-Kandertal-Störung* (kurz Kandertal-Störung) kann mit Schläppi (1980) und Ferrazzini (1981) wie folgt definiert werden:

Die Störung folgt einem Gebirgsstreifen parallel zum Kandertal, in dem sich in auffällig dichter Folge strukturelle Diskontinuitäten aneinander reihen. Von S nach N sind dies unter anderem:

- *Torrenthorn-Lötschenpass-Gasterntal* (Schläppi 1980, Hügi 1988):
Steiles Abtauchen des Aar- und Gastern-Massives nach W.
Abscherung (tektonische Erosion) der gesamten Sedimenthülle mit Ausnahme des Buntsandsteins (Triastransgression) über dem westlichen Gastern-Massiv. Wo liegen die entsprechenden Schubspäne?
Rasches Einsenken eines Lias-Dogger-Beckens nach W innerhalb der Doldenhorn-Decke.
Überspringen des Abscherniveaus der Doldenhorn-Decke aus der hangenden Molser-Serie (Aalenien-Schiefer) in die liegenden Evaporite der Trias von Westen (Torrenthorn) nach Osten (Lötschenpass).
N–S streichende Faltenachsen mit sinistralen Schersinn innerhalb obiger Einheiten.
- *Kandersteg* (siehe Tafel 1):
Rasche Mächtigkeitzunahme des Nordhelvetischen Flysches nach E über der Doldenhorn- und Gellihorn-Decke unter Einlagerung von Breccienlagen penninischer und ostalpiner Herkunft (vgl. Tafel 3).
Sinistrale Zerschierung der Gellihorn-Decke mit entsprechender N–S Schleppung der Faltenachsen.
- *Rechte Flanke des Kandertals* (Zwahlen 1986; Tafel 1).
Einsetzen des Bundstock-Elementes nach E an N–S Achsen. Sinistrale Schleppung der tieferen Kreide-Tertiär-Schuppen der nördlichen Wildhorn-Decke (z. B. Gollitschen-Synklinale).

Abgewinkelte Wildhorn-Decke

zwischen Suld- und Kandertal
abgewinkelt im Schrattekalk

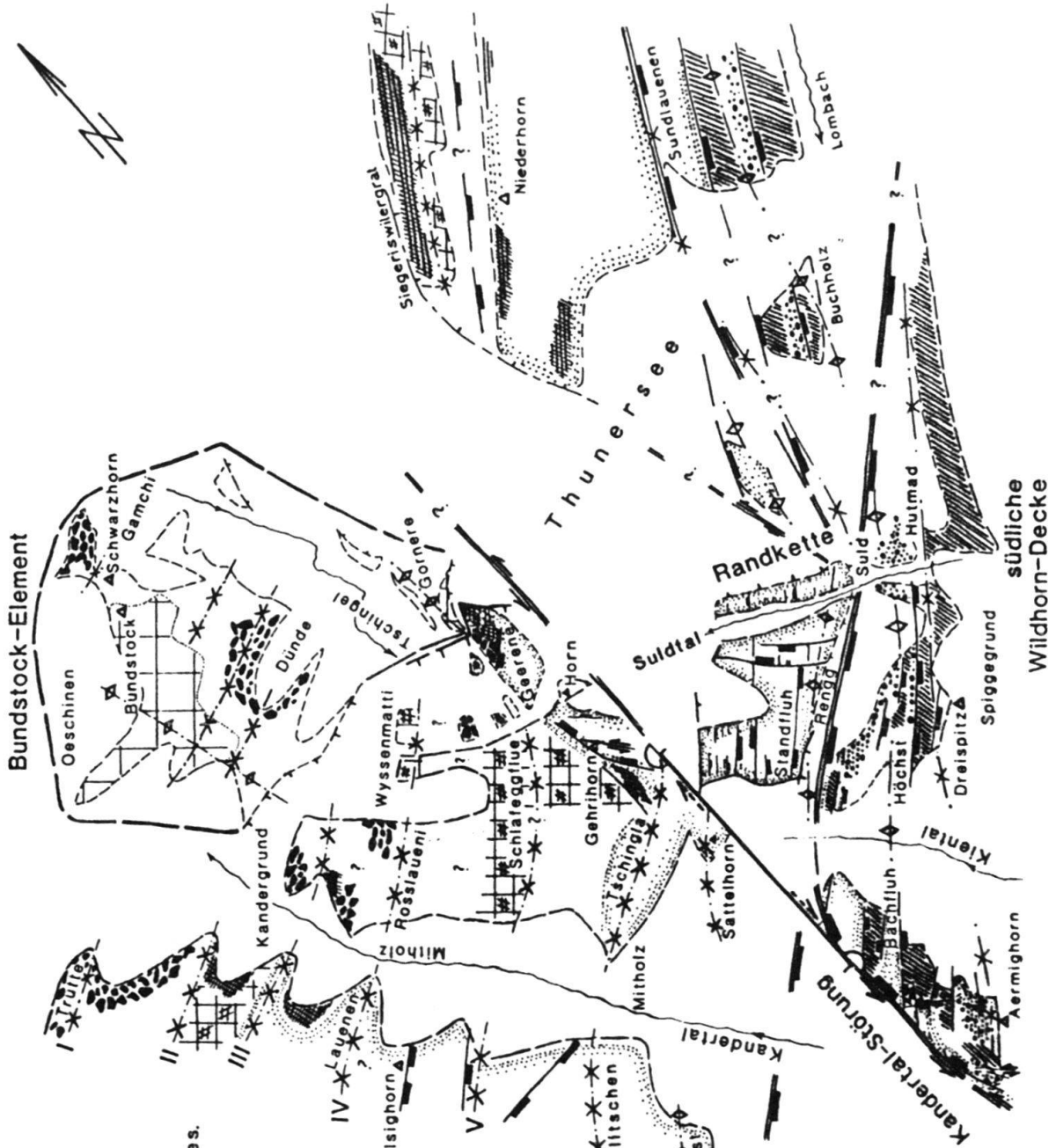
- erosive Aufschlussgrenze
- Bereich des Bundstock-Elementes.
- hypothetische Auflagerung der
- Randketten-Kreide auf den
- Jura des Bundst.-El.
- im Malm abgewickelt
- Synklininalen
- Antiklinalen
- I-V Ziffern nach ADRIAN (1915)
- Abschiebungen
- Bachli-Giesenen-Verwerfung



Tertiärtransgression

- Düden-Konglomerat
- Lithothamnienkalk
- Hohgant-Sandstein
- Brackwasserschichten mit Kohle
- Diskusschicht
- Complanatasch. } Klimeshorn-Sch.

○ Fixpunkt in der Abwicklung
--- dextral rückgeschert



Ausbeissen entsprechender Falten an N–S streichenden Bruchscharen (z. B. Bachli-Giesenen-Verwerfung; Zwahlen 1986; Profiltafel 2).

Mächtigkeitzunahme und Verschuppung der Taveyannaz-Serie nach E als Substrat der Wildhorn-Decke, was deren Aufwölbung zur Folge hat.

– *Unteres Kandertal – Thunersee* (Ferrazzini 1981, Zwahlen 1986, Tafel 1):

Einwicklung ultrahelvetischer und penninischer Flysche in und unter die Taveyannaz-Serie (Profiltafel 2).

Ostende der Niesen-Decke. Ablösung der penninischen Klippendecke durch die helvetische Randkette entlang der externalpinen Randüberschiebung.

Die Lötschenpass-Kandertal-Störung ist damit rein phänomenologisch definiert. Inwiefern die Koinzidenz der einzelnen Strukturdiskontinuitäten von Beckenrändern (synsedimentär) zu abreissenden Falten (alpin) in ursächlichem Zusammenhang steht, mögen zukünftige Untersuchungen exakter abklären. Der Schreibende ist überzeugt davon. Unterstützt wird diese Ansicht von Thomas (1990), der transversale Diskontinuitäten entlang von lateralen Rampen in den Appalachen beschreibt, mit einem Zusammentreffen von vergleichbaren Strukturphänomenen.

Die Zerschierung der Hauptüberschiebung an der Kandertal-Störung muss dieser Idee entsprechend früh, d. h. bereits zu Beginn der Abscherung der Wildhorn-Decke s. l. angesetzt werden (Wende Eozän/Oligozän) und wird im frühen Oligozän immer weiter nach Norden auf das Vorland propagiert. Zur zeitlichen Eingabelung der Abscherung und des Transportes der Wildhorn-Decke spielt die Altersdatierung des nordhelvetischen Taveyannaz-Flyschbeckens eine zentrale Rolle (vgl. Kap. Tektonik). Als jüngstes sedimentäres Alter wurde bisher das frühe Oligozän bestimmt (Planktonzonen P 18–19, Nannoplanktonzone NP 21 (Lateltin 1987); radiometrische Alter an vulkanogenen Hornblenden von 32 Ma, mittleres Oligozän? (Fischer 1990)). Andererseits scheint sich das Randflyschbecken der Unteren Meeresmolasse (ohne Taveyannaz Detritus!) bereits im mittleren Oligozän geschlossen zu haben (Planktonzonen P 18–P 20 (Diem 1986)), womit auch der Transport der südhelvetischen und inneren Räume über das externe Vorlandbecken (Nordhelvetikum, subalpine Molasse) im wesentlichen abgeschlossen sein dürfte. Die paläogene helvetische Hauptüberschiebung fällt demnach zeitlich zusammen mit starken Hebungen und dem alpinen Magmatismus entlang der Insubrischen Linie (Schmid 1989, Hunziker 1989). Die jüngeren, überprägenden Auf- und Überschiebungen des externen Aar-Massivs (Fig. 3) und der subalpinen Molasse können der neogenen Tektonik zugeordnet werden.

Die spätalpinen, spätmiozänen bis rezenten dextralen Scherungen an der Linie Simplon-Wallis und wahrscheinlich kombiniert damit am unteren Thunersee, zerschieren den ganzen alpinen Deckenstapel und dürften damit die sinistralen Bewegungen im Kander-

Fig. 7. Mögliche Abwicklung und paläogeographische Reorganisation der Wildhorn-Decke s. l. im Raume Thunersee–Kandertal–Kiental. Beachte die nach der Faltenabwicklung ausgeführte dextrale Rückverschiebung entlang der sinistralen Kandertal-Störung (o heutiger Schnittpunkt Kandertal-Störung/Gollitschen-Tschingla-Synklinale). Mit dieser Bewegung soll die wichtige synsedimentäre Abschiebung Lohner–Standfluh–Suld begradigt und damit gleichzeitig einfachere Faziesstreifen (Kreide/Tertiär) geschaffen werden (Stratigraphie und Paläogeographie vergl. Herb 1988). Annahmen, Bedingungen für die Abwicklung und weitere Reorganisationsmöglichkeiten siehe Zwahlen (1986). Die Abwicklung des oberen Malm in Susedka (1987) zeigt das Bundstock-Element eingebettet im gesamten Helvetikum des westlichen Berner Oberlandes und Herb (1988) stellt die Beckenkinematik im Tertiär des helvetischen Raumes in einer Gesamtschau dar.

tal abgeblockt haben. Strukturelle Beobachtungen und tektonische Modelle über diese spätalpinen Dextralscherungen sind dargestellt in Pavoni (1980), Dolivo (1982), Laubscher (1982), Steck (1984), Moser (1985), Burkhard (1988).

Laubscher (1982) kombiniert in seinem Schermodell die dextrale Thunersee- und sinistrale Kandertal-Zone zusammen zur konjugierten «Northern hinge Zone». Er entwirft damit ein Bild spätmiozäner Scherung und Verkürzung in den externen Alpen und setzt diese in Beziehung zu ebenfalls nealpinen Deformationen in den Zentralalpen und im Jura.

Gemeinsam an den Modellen von Laubscher und Ferrazzini ist eine beträchtliche sinistrale Scherung parallel zum Kandertal (8.5 km bei Laubscher). In der hier vertretenen Kinematik wird die Existenz des Bundstock-Elementes als Beweis genommen, dass bereits die helvetischen Decken sinistral zerschert transportiert wurden.

Es soll hier an einige weitere diskontinuierliche Deckenkörper in den Schweizeralpen erinnert werden, die oft ebenfalls überfaltet verkehrt liegen und/oder von transversalen Strukturen durchsetzt sind:

- Die subhelvetische Cavistrau-Decke am Ostende der Zentralmassive (Käch 1972).
- Die Sedimente des Gotthard-Massives entlang dessen Ostrand.
- Die penninischen Schamser-Decken und Falknis-Decke am Westrand der oberostalpinen Decken.
- Die unterostalpinen Err-Bernina-Tschirpen-Decken in gleicher Stellung.

Für die obigen Deckenkörper sei die Frage aufgeworfen, ob zu ihrer Anlage nicht eine analoge transpressive Kinematik angewandt werden kann, wie sie hier für das Bundstock-Element postuliert wird.

Ob als auslösender Faktor für die Ablenkung der Hauptüberschiebung im Kandertal auch das Absenken des westlichen Kristallinssockels notwendig ist, wie dies Schläppi (1980) im Lias und Ferrazzini (1981) Ende Eozän/Anfang Oligozän fordern, und Diem (1986) aus der Sedimentations- und Beckendynamik in der vorgelagerten oligozänen Molasse ableitet, mögen zukünftige Seismikkampagnen quer zur Lötschenpass-Kandertal-Transversalstörung prüfen.

Verdankungen

Die fachkundige Beratung und Unterstützung durch meine Lehrer Prof. R. Herb (Bern) und Prof. H. P. Laubscher (Basel) ermöglichte den Abschluss der Dissertation «Die Kandertal-Störung, eine transversale Diskontinuität im Bau der helvetischen Decken» (1982–1986), welche die Grundlage bildet für die vorliegende Publikation. Sie haben diese zusammen mit Dr. H. Funk (Zürich) kritisch redigiert und wissenschaftlich begründete Änderungen angeregt. Durch ihren unermüdlichen Einsatz und beratende Mithilfe durch P. Heitzmann, E. Remund, die Mitarbeiter des geologischen Institutes Bern, sowie die Zeichner K. Zombory und J. Rios des Büros für technische Geologie in Chur erhielt die vorliegende Arbeit ihre endgültige Form. Der Schweizerische Nationalfonds unterstützte die Dissertation durch das Projekt 2.048-0.81 finanziell.

René Herb ist im letzten Frühjahr für mich unerwartet verstorben; er hat die von ihm angeregte, geförderte und längst erwartete Publikation nicht mehr erlebt. Zu seinem Gedenken sei ihm die vorliegende Arbeit gewidmet.

LITERATURVERZEICHNIS

- ACKERMANN, T. 1984: Le flysch de la Nappe du Niesen. Diss. Univ. Fribourg.
- ADRIAN, H. 1915: Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kandertals im Berner Oberland. *Eclogae geol. Helv.* 13, 228–351.
- ARNOLD, P. 1990: Geologie der Helvetischen Decken am Uescheneigrat bei Kandersteg. Diplomarbeit Univ. Bern, unpubl.
- BECK, P. 1911: Beiträge zur Geologie der Thunerseegebirge. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F. 29.
- BUGNON, P. C. 1986: Géologie de l'helvétique à l'extrémité sud-ouest du massif de l'Aar. Thèse Univ. Lausanne.
- BUSSY, F. & EPARD, J. L. 1984: Essai de zonéographie métamorphique entre les Diablerets et le Massif de l'Aar (Suisse occidentale), basée sur l'étude des Grès de Taveyanne. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 64, 131–150.
- BURKHARD, M. 1988: L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Eclogae geol. Helv.* 81, 63–114.
- BUXTORF, A. & TRUNINGER, E. 1909: Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistock-Gruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs. *Verh. natf. Ges. Basel* 20, 135–179.
- COLOMBI, C. 1960: Stratigraphie und Mikrofauna des helvetischen Alttertiärs nördlich von Interlaken. Diplomarbeit ETH Zürich, unpubl.
- DIEM, B. 1986: Die Untere Meeresmolasse zwischen der Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern). *Eclogae geol. Helv.* 79, 493–559.
- DOLIVO, E. 1982: Nouvelles observations structurales au SW du Massif de l'Aar entre Visp et Gampel. *Matér. Carte Géol. Suisse*, (n. s.) 157.
- FERRAZZINI, B. 1981: Zur Geologie des Ultrahelvetikums zwischen Adelboden und Lenk. Diss. Univ. Bern.
- FISCHER, H. & VILLA, I. 1990: Erste K/Ar- und Ar/Ar-Hornblende-Mineralalter des Taveyannaz-Sandsteins. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 70, 73–75.
- FUNK, H. 1985: Mesozoische Subsidenzgeschichte im Helvetischen Schelf der Ostschweiz. *Eclogae geol. Helv.* 78, 249–272.
- FURRER, H. 1962: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25000, Blatt 32: Gemmi, Erläuterungen. *Schweiz. geol. Komm.*, Basel.
- GERBER, E. 1905: Beiträge zur Geologie der östlichen Kientaleralpen. *N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw.* 40, 19–88.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. 1933: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25000, Blatt 6: Lauterbrunnen, Erläuterungen. *Schweiz. geol. Komm.*, Basel.
- 1941: Die Unterfläche der Wildhorn-Decke zwischen Kien und Aare. *Eclogae geol. Helv.* 34, 172–176.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. & WYSS, R. 1938: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25000, Blatt 13: Grindelwald, Erläuterungen. *Schweiz. geol. Komm.*, Basel.
- HERB, R. 1988: Eocaene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. *Eclogae geol. Helv.* 81, 611–657.
- HÜGI, Th., LEDERMANN, H. & SCHLÄPPI, E. 1988: Erläuterungen zum Blatt 1268 Lötschental. *Geologischer Atlas der Schweiz. Schweiz. Geol. Komm. & Landeshydr. und -geologie.*
- HUNZIKER, J., DESMONS, J. & MARTINOTTI, G. 1989: Alpine thermal evolution in the central and the western Alps. In: *Alpine Tectonics* (Ed. by COWARD, M., DIETRICH, D. PARK, R.). *Geol. Soc. Spec. Publ.* 45, 353–367.
- KÄCH, P. 1972: Geologie der Brigelserhörner. Diss. Univ. Zürich.
- KAMMER, A. 1985: Bau und Strukturen des nördlichen Aarmassivs und seiner Sedimente. Diss. Univ. Neuchâtel.
- KÜNZI, B. 1975: Geologie im hintersten Kiental. *Liz. Univ. Bern*, unpubl.
- LATELTIN, O. & MÜLLER, D. 1987: Evolution Paléogéographique du bassin des Grès de Taveyannaz dans les Aravis (Haute-Savoie) à la fin du Paléogène. *Eclogae geol. Helv.* 80, 127–140.
- LAUBSCHER, H. P. 1982: A northern hinge zone of the arc of the western Alps. *Eclogae geol. Helv.* 75, 233–246.
- LEU, W. 1986: Lithostratigraphie und Tektonik der nordpenninischen Sedimente in der Region Bedretto-Baceno-Visp. *Eclogae geol. Helv.* 79, 769–826.
- LISZKAY – NAGY, M. 1966: Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthard-Massivs im Oberwallis. *Eclogae geol. Helv.* 58, 902–956.
- MASSON, H., BAUD, A., ESCHER, A., GABUS, J. & MARTHALER, M. 1980: Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse du 1 au 3 octobre 1979. *Eclogae geol. Helv.* 73, 331–349.
- MOSER, H.-J. 1985: Strukturgeologische Untersuchungen in der Rawil-Depression. Diss. Univ. Bern.
- 1987: Die Zone von Ayent als triasisch-liasisches Substrat der helvetischen Decken der Westschweiz. *Eclogae geol. Helv.* 80, 1–15.
- PAVONI, N. 1980: Comparison of focal mechanisms of earthquakes and faulting in the Helvetic Zone. *Eclogae geol. Helv.* 73.

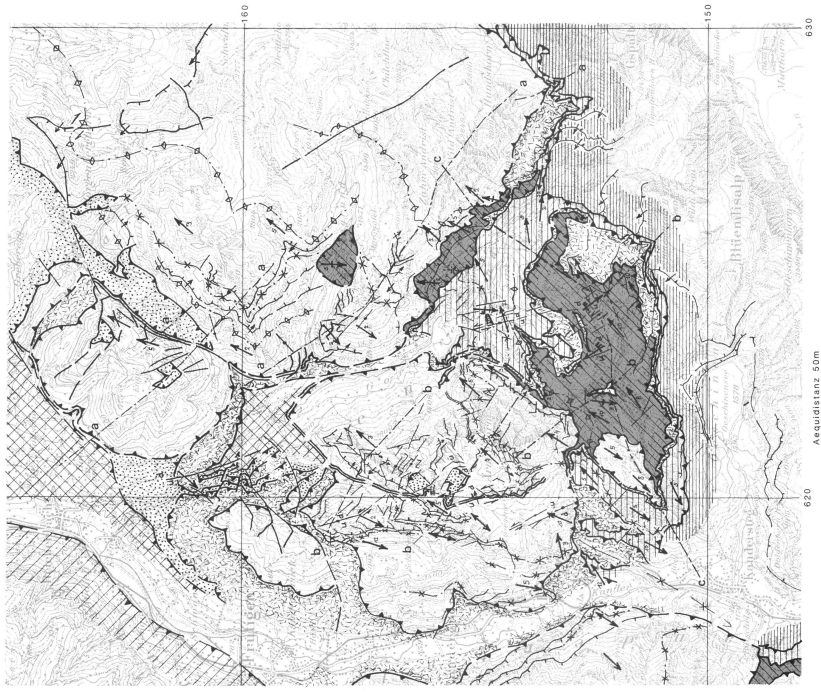
- PILLOUD, A. 1990: Bau und jurassische präorogene Tektonik der helvetischen Hauptschumasse im Berner Oberland. Diss. Univ. Bern, unpubl.
- SCHLÄPPI, E. 1980: Geologische und tektonische Entwicklung der Doldenhorn-Decke und zugehöriger Elemente. Diss. Univ. Bern, unpubl.
- SCHMID, S., AEBLI, H., HELLER, F. & ZINGG, A. 1989: The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. In: *Alpine Tectonics* (Ed. by COWARD, M., DIETRICH, D. & PARK, R.). Geol. Soc. Spec. Publ. 45, 153–171.
- SCHULER, P. 1980: Zur Geologie des Gehrihorns (Kandertal). Liz. Univ. Bern, unpubl.
- STECK, A. 1984: Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales. *Eclogae geol. Helv.* 77, 55–100.
- SUSEDKA, J. 1979: Geologie der helvetischen Decken in der nördlichen Blümlisalpgruppe. Liz. Univ. Bern, unpubl.
- 1987: Stratigraphie und Palaeogeographie der untersten Kreide im Helvetikum des Berner Oberlandes. Diss. Univ. Bern.
- THOMAS, W. 1990: Controls on locations of transverse zones in thrust belts. *Eclogae geol. Helv.* 83, 727–744.
- TROESCH, A. 1908: Beiträge zur Geologie der westlichen Kientaleralpen. *Eclogae geol. Helv.* 10, 63–150.
- WYSS, R. 1986: Die Urseren-Zone – Lithostratigraphie und Tektonik. *Eclogae geol. Helv.* 79, 731–767.
- ZWAHLEN, P. 1981: Gellihorn-Decke, Taveyannaz-Serie und Basisschuppe der Wildhorn-Decke im hinteren Kiental. Liz. Univ. Bern, unpubl.
- 1983: Die Gellihorn-Decke im Kiental. *Eclogae geol. Helv.* 76, 491–506.
- 1986: Die Kandertal-Störung, eine transversale Diskontinuität im Bau der helvetischen Decken. Diss. Univ. Bern.

Manuskript erhalten 10. Mai 1991

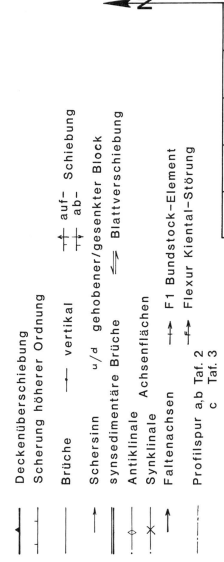
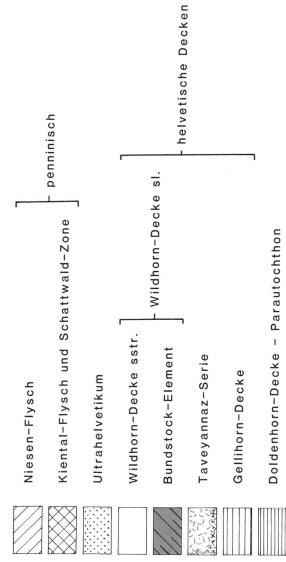
Revision akzeptiert 13. November 1992

Tafel 1 Tektonische Karte

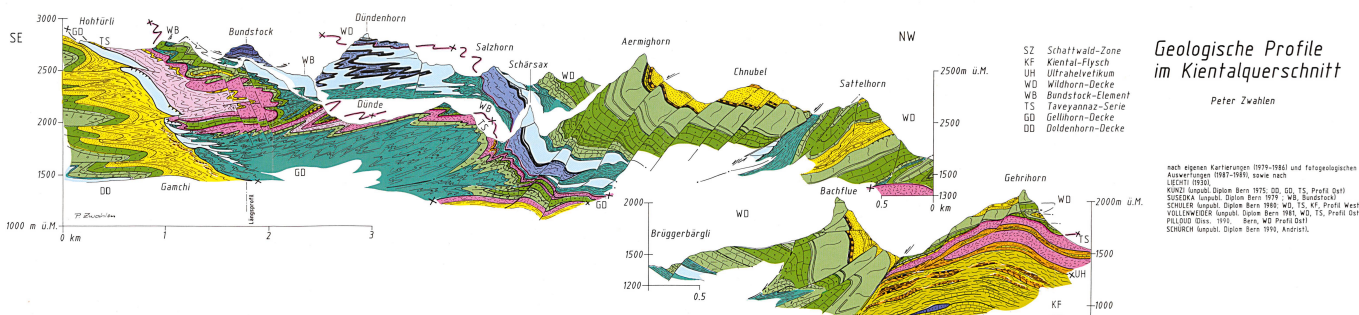
Die Kandertal-Störung im Bereich der helvetischen Decken



Tektonische Einheiten



Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 12. 9. 84



Geologische Profile im Kientalquerschnitt

Peter Zwahlen

nach eigenen Kartierungen 1971-1981 und Fotoaufnahmen
ausverfügbaren SWF 1981 sowie nach:
LECH (1961)
KUNZI (unpubl. Diplom Bern 1975, DD, GD, TS, Profil Ost)
SUSCHKA (unpubl. Diplom Bern 1979, WB, Bundsäck)
SCHLEIER (unpubl. Diplom Bern 1980, WD, TS, KF, Profil West, Gehrhorn)
VÖLLWEIDER (unpubl. Diplom Bern 1981, WD, TS, Profil Ost, Randkette)
PILLOUD (Diss. 1976, Bern, WD Profil Ost)
SCHÜRCH (unpubl. Diplom Bern 1974, Andrist)

