

S A V E Z G E O L O Ţ K I H D R U Ţ T A V A S F R J
TEKTONSKA KOMISIJA KBGA

SIEGMUND PREY

UBER TEKTONISCHE BEWEGUNGEN IN DER FLYSCHZONE
DER OSTALPEN

Beograd, mart 1971.

SIEGMUND PREY *

ÜBER TEKTONISCHE BEWEGUNGEN IN DER FLYSCHZONE DER OSTALPEN

Die Flyschzone der Ostalpen begleitet den Nordrand des Gebirges vom Rheintal bis Wien und setzt sich - wie bekannt - in den Karpaten fort. Eine Fortsetzung auf Schweizer Gebiet ist nur in Resten erkennbar. Die Länge beträgt etwa 500 km, die grösste Breite etwa 20 km; meist ist sie schmaler und setzt in der Gegend des Chiemsees auf eine kurze Strecke ganz aus. Im westlichsten Teil allerdings, wo das Helvetikum noch in grösserer Breite aus der Schweiz herüberstreicht, wird sie bis ca 35 km breit. Die Flyschzone ist eine allseits tektonisch begrenzte Schubmasse, charakteristisch in Aufbau und Struktur.

Das tektonisch Liegende der Flyschzone ist die Molasse des Alpenvorlandes, das tektonisch Hangende die Schubmasse der Nördlichen Kalkalpen.

In der Flyschzone selbst unterscheiden wir zwei bis drei Haupteinheiten: nämlich das Helvetikum (im weiteren Sinne) im Liegenden und die Decke des Flysches darüber (S.PREY 1962). Ganz im Westen liegt zwischen beiden noch die Feuerstätter Decke, auch "Wildflyschdecke" genannt.

Das Helvetikum (im weiteren Sinne) besteht (S.PREY 1962) im Westteil aus einer vom Oberjura bis ins Eozän reichenden Schichtfolge (in der Schweiz ab Perm), in der im unteren Teil Kalke, im oberen Mergel stark überwiegen. Die Jura-Unterkreideanteile verschwinden in der Gegend südlich von München und das Helvetikum wandelt sich zu einer im Westen als Ultrahelvetikum bezeichneten Schichtfolge, die in einer vom Albien bis ins Eozän reichenden, nur im Paleozän Eozän durch reichlicher kleastisches Material unterbrochenen foraminiferenreichen Mergelfazies von geringer Mächtigkeit vorliegt. Im südlichsten und östlichsten Teil werden die Schichten ausserdem zunehmend tonreicher (Buntmergelserie) und sind überdies in der Grestener Klippenzone mit Jura-Unterkreideklippen verbunden (S. PREY 1962, R.GRILL et al. 1968).

Hingegen wird die Flyschdecke von mehrere tausend Meter mächtigen oft sandreichen Flyschfolgen aufgebaut, die aus der Unterkreide höchstens bis ins Mitteleozän reichen (S. PREY 1968).

Die Feuerstätter Decke (H.P.CORNELIUS 1926, M. RICHTER 1957) besteht aus Flysch - und Wildflyschbildungen. Maastricht-Paleozän-bis höchstens Mitteleozänalter ist gesichert, während ältere Datierungen (M.RICHTER 1957) fraglich geworden sind (S. PREY 1968).

* Geologische Bundesanstalt, Wien

In den Schichtfolgen kann man Abbildungen und Auswirkungen tektonischer Prozesse erkennen.

Betrachten wir zuerst das Helvetikum (S.PREY 1957, 1962): In der Grestener Klippenzone sind mögliche cretacische Sedimentationslücken und Diskordanzen wegen der intensiven tektonischen Durcharbeitung kaum erfassbar. Lokale Schuttenlieferungen aus dem Klippenbereich und von exotischem Material erfolgten im Danien. Im Paleozän - Eozän wurde in grösseren Teilen des helvetischen Ablagerungsraumes klastisches Material eingeschüttet, selten sogar auch gröberes Geröll. Man kennt Unterbrechungen der Sedimentation im Paleozän, sowie eine meist schwach übergreifende Lagerung der paleozänen oder eozänen Schichten. Diese auffällige Zufuhr klastischen Materials im oberen Paleozän bis zum Mitteleozän, die mit einer im Mitteleozän wieder schwindenden bedeutenden Verflachung des Meeres verbunden war, weist auf tektonische Vorgänge überwiegend ausserhalb des Ablagerungsraumes hin.

Die Flyschserie (S.PREY 1968) weist deutliche Höhepunkte der Sandschüttung auf und zwar im Cenoman-Turon (Reiselsberger Sandstein), im Maastricht-Paleozän (Mürbsandsteinführende Oberkreide und Alttertiär bzw. Altlangbacher Schichten) und im Oberpaleozän-Untereozän (Hoisschichten und Greifensteiner Sandstein im Wienerwald). Diese sind ebenfalls Auswirkungen von Vorgängen im Liefergebiet des Sedimentmaterials ausserhalb des Flyschtroges, die bezeichnenderweise in Zeiten fallen, in denen anderswo im alpinen Raum tektonische Bewegungen erfolgt sind. Zur Zeit des Senons beweisen die Mächtigkeiten ein allmähliches Wandern der Trogtiefe gegen Norden, ohne erkennbare Diskordanzen zu hinterlassen.

Hochinteressant sind die oft sehr groben Blockschüttungen von hauptsächlich exotischem Material und Olistolithen von Aptychenkalken (Bolgenkonglomerat) in der Feuerstätter Decke, die wir als vorwiegend paleozän betrachten (S.PREY 1968, im Gegensatz zu M.RICHTER 1957).

Dazu zum Vergleich die Gosauschichten der Kalkalpen. Sie transgredieren im Coniac, stellenweise aber auch später, über die vorher gefalteten und in Decken gegliederten Kalkalpen als Ablagerungen eines zunächst seichten Meeres, das sich im Obersenon vertieft und von da an sicher die Kalkalpen zusammenhängend bedeckt hat. Hier bildeten sich auch Sandsteinbänke mit Flyschcharakter. In der ganzen etwa bis ins Untereozän reichenden Schichtfolge sind mehrfach Diskontinuitäten nachweisbar (z.B. B.PLOCHINGER 1963, B.PLOCHNIGER & S.PREY 1968, R. OBERHAUSER 1968), die eine dauernde tektonische Unruhe bezeugen. Das Obereozän gehört nach einer tektonisch bedingten Unterbrechung einer neuen Sedimentationsperiode an, die etwa dem Paläogen der Zentralkarpaten vergleichbar ist.

Sowohl die Fazies und Gliederung, als auch der Aufbau der Liefergebiete klastischen Materials ist in den Gosauschichten anders als im Flysch (G.WOLETZ 1967), weshalb weit auseinanderliegende Ablagerungsräume angenommen werden müssen. Dasselbe Resultat ergibt auch eine Abwicklung der alpinen Decken.

Um aber die Hauptbewegungen der tektonischen Einheiten zeitlich festlegen zu können, ist sowohl die Einstufung der jüngsten mitbewegten Schichten der Serien selbst, als auch der Aufbau bzw. die Datierung der tektonischen Unterlage wichtig.

In den Schichtserien des Helvetikums i.w.S. ist das jüngste bekannte Schichtglied von tiefer obereozänem Alter (S.PREY 1957, 1962). In der Schweiz ist priaboner Flysch ziemlich verbreitet. Die Flyschserie der Ostalpen endet im Wienerwald im Mitteleozän, im Mittelabschnitt im Paleozän und ganz im Westen wahrscheinlich am Ende der Kreide (ein künftiger Nachweis von Unterpaleozän wäre immerhin möglich) (S.PREY 1968). Diese obere Begrenzung der Schichtfolgen könnte aber durch Abtragung verursacht worden sein. Die Feuerstätter Decke enthält noch ein wenig Mitteleozän (M. RICHTER 1957). Alle diese Zeitmarken lassen den Beginn der Bewegungen frühestens im Obereozän möglich erscheinen.

Was die Molasse des Alpenvorlandes (I. CICHA et al., 1968, E.BRAUMÜLLER 1961, O. ABERER 1962) betrifft, so ist die Bildung dieser Vortiefe im oberen Obereozän das einschneidendste Ereignis, das auf tiefgreifende tektonische Veränderungen im alpinen Raum zurückzuführen ist. Die grössten Meerestiefen wurden nach rascher Senkung bereits im Unteroligozän erreicht, wo auch typischer Flysch gebildet wurde, wie die Molasse von Rogatsboden (S.PREY 1957) oder die Deutenhausener Schichten. Die tieferen Molasseanteile sind insofern tektonisch beeinflusst, als hier Zerrungsstrukturen mit antithetischen Brüchen auftreten, die spätestens im Aquitan ausklingen (R.JANOSCHEK 1961, F.ABERER 1962).

In die grossen Deckentransporte noch einbezogen und sicherlich weit verfrachtet sind die Molasseanteile des Obereozäns, Lattorf, Rupel und z.T. Chatt (S.PREY 1957), die nachweislich auch unter die Kalkalpen als dünne Lamelle hineinziehen, wie die Bohrung Urmannsau 1 gezeigt hat (A.KROLL & G.WESSELY 1967). Die autochthone Molasse, die diese Bohrung erreicht hat, umfasst Chatt-Aquitan. In Bohrungen ist unter der Flyschzone Molasse aquitanen und burdigalen Alters (Ob. Egerien und Eggenburgien *) festgestellt worden (F.BRIX & K. GÖTZINGER 1964, I.CICHA et al. 1968). Schichten des Burdigal (Eggenburgien) sind teilweise noch in die Schuppen der subalpinen Molasse einbezogen, während das Helvet (Ottangien) am Alpenrand nur mehr aufgerichtet oder schwach gefaltet ist.

Eine erste Zeitmarke für die Ankunft des Ultrahelvetikums und Helvetikums in weit südlich gelegenen Räumen des Molassetroges fand sich in der weit transportierten alten Molasse in Form von Eingleitungen roter eozäner Tone und der Resedimentation cretacischer und eozäner Foraminiferen in Rogatsboden (S.PREY 1957), etwa im Grenzbereich Rupel-Chatt. Der kräftige Vorstoss der Flyschzone in weiter nördlich gelegene Bereiche ist dokumentiert durch oft sehr grobe Breccien aus Helvetikum- und Flyschmaterial in aquitanen Schichten der verschuppten Subalpinen Molasse am Alpenrand bei Bad Hall (Oberösterreich) (E.BRAUMÜLLER 1959). Im Grenzbereich Chatt-Aquitan (Egerien) erzeugte die vorrückende Schubmasse der Flyschzone vor dem heute sichtbaren Alpenrand nördlich Salzburg ein Vorland-Oberkreide bis Chatt umfassendes Schuppenpaket, das auf Chatt liegt und von oberem Aquitan bedeckt ist (Bohrung Perwang 1. R.JANOSCHEK 1961, F. ABERER 1962). Westlich von Wien wurde im Untermiozän Flyschgeröll, zwar nur lokal, aber oft in grossen Mengen, in die Molasse geschüttet (Buchbergkonglomerat. G.GÖTZINGER 1954). Die nur ganz im Westen vorhandene Feuerstätter Decke ist

*) Nach der neuen Nomenklatur des Neogens in Osterreich (A.PAPP et al., 1968).

Offenbar bereits im Unteroligozän am Südrand des Molassetroges angekommen, deren Schutt in einem Riesenkonglomerat in den Deutenhausener Schichten östlich von Dornbirn (Vorarlberg) deponiert ist (W.RESCH 1963, R.OBERHAUSER 1968).

In den Kalkalpen wiederum sind die in die Strukturen der Flyschfenster noch einbezogenen jüngsten Schichten bei Windischgarsten (B.PLOCHINGER 1964) mitteleozänen Alters.

Aus den angeführten Beobachtungen geht hervor, dass die tektonischen Bewegungen in der Flyschzone im Obereozän begonnen haben können. Zuerst kam im Westen die Feuerstätter Decke im Unteroligozän an und wurde nachfolgend auch tief unter den Helvetischen Decken eingewickelt (u.a. S.PREY 1968). Die Schubmasse der Flyschzone erreichte weit südliche Gebiete des Molassetroges etwa an der Wende Rupel-Chat, nördlichere Teile im Aquitan (Egerien) und ihren heutigen Platz im Burdigal (Eggenburgien). Burdigal liegt übrigens öfter schwach transgressiv auf älteren Molasseschichten (E.BRAUMÜLLER 1959, 1961, F.ABERER 1962). Nachbewegungen, sowie bedeutendere Sandanlieferung in den Molassetrog infolge stärkerer Hebung des Alpengebirges erfolgten im Helvet (Ottangien). Torton (Badenien) liegt nördlich der Donau bereits ungestört über wesentlichen Bewegungsbahnen. Zu dieser Zeit beginnt die Epoche der Bruchtektonik im Wiener Becken (R. GRILL 1968).

Demnach muss es sich beim Vorschub der Flyschzone um einen länger dauernden Vorgang handeln, der in Zusammenhang mit dem nachgosaubischen Vorschub der Kalkalpen, sowie überhaupt den grossen ostalpinen Überschiebungen stehen muss. Die Datierung dieser Grossüberschiebungen gelingt am besten im Grenzgebiet der West- und Ostalpen.

Im Grenzgebiet der Ost- und Westalpen liegt über dem ostwärts eintauchenden autochthonen Aarmassiv mit seiner Sedimentdecke vor dem Nordfuss unteroligozäne Molasse, die von hier ab noch 35 - 40 km von den Helvetischen Decken überfahren worden ist. Über der Molasse liegt überschoben Ultrahelvetikum mit eingewickelten Teilen der Feuerstätter Decke (S. PREY 1968) und darüber erst die grosse Helvetische Schubmasse. Die Bewegungen sind als hauptsächlich oberoligozän angegeben (GEOL.FUHRER DER SCHWEIZ 1967). Über das ostwärts abtauchende Helvetikum wurde von Süden her das Pennin überschoben, das in grosser Breite (ca 50 km) Kreide-Paleozän (-Untereozän ?)-Flysch enthält (Prättigauflysch, Flysch der Schamser Decken). Darüber liegen die stark ausgewalzen hochpenninischen und unterostalpinen Decken (Falknis-Sulzfluh-Decke, Arosazone, Plattadecke usw.), in deren Bau noch Oberkreide- und Paleozän-schichten in couches rouges-Fazies einbezogen sind. Im Bereich der kristallinreichen Deckenkerne im Süden ist das Vorkommen von Oberkreide gesichert, während Tertiär bisher nicht sicher nachgewiesen ist. Als oberstes folgt die mächtige Kristallindecke der Sivretta, sowie nördlich davon die Nördlichen Kalkalpen. Am Nordrand schaltet sich zwischen das Helvetikum im Liegenden und die Kalkalpen im Hangenden die Flyschdecke ein, deren alttertiärer Schichtanteil über der Kreide möglicherweise durch Abtragung entfernt worden ist.

Im Bereich des penninisch-unterostalpinen Engadiner Fensters ist in den penninischen Schiefen Obersenon durch Fossilien nachgewiesen. Alttertiär wird im Tasna-Flysch vermutet (J. CADISCH, H.EUGSTER & E. WENK 1968).

Im Tauernfenster - im Pennin und der unterostalpinen Umrahmung - sind jedoch bisher keine einschlägigen Fossilfunde gemacht worden, die das Vorhandensein jüngerer Schichten, als die nur durch Analogieschlüsse ermittelten untercretacischen beweisen würden. Sie dürften durch Metamorphose vernichtet worden sein. Immerhin kann darauf hingewiesen werden, dass es im Tauernfenster auch flyschartige Serien gibt, bei denen ein Kreide- oder gar Alttertiär-Alter in Betracht kommen könnte. Ferner gibt es im Nordteil geröllführende Schichten mit exotischem Material, die an mittelcretacische Bildungen der Nordalpen erinnern. Jedenfalls aber gibt es keine reellen Beweise für den von A. TOLLMAN (1963) postulierten untercretacischen Zuschub des Tauernfensters (R. OBERHAUSER 1964). Es ist die Meinung des Verfassers, dass die Überschiebung über das Tauernfenster ungefähr im selben Bewegungsablauf wie die Überschiebung über das Engadiner Fenster oder an der West-Ostalpengrenze erfolgt ist.

Den gesamten Vorgang der tertiären Deckenbildungen in den Ostalpen kann man sich etwa folgendermassen vorstellen. Ganz im Süden lag das heutige oberostalpine Altkristallin mit den Kalkalpen mit vorgosauischem Deckenbau am Rücken, ähnlich den heutigen Zentralkarpaten. Die Überschiebungen begannen im Süden, das Oberostalpin überschob zuerst das Unterostalpin, dann das Pennin, wobei der Flysch der Flyschzone aus dem penninischen Raum weggeschoben wurde. Der Vorschub des Pennins setzte die Helvetischen Decken in Bewegung, was nach dem Alter der überschobenen Molasse im Oligozän stattgefunden haben muss. Nach Überschreitung des Tauernfensters wanderten die nördlichen Kalkalpen selbständig weiter gegen Norden, schoben den Flysch und dieser wiederum das Helvetikum vorsich her und schliesslich legten sich die Kalkalpen über den Südteil des Flysches und dieser über das Helvetikum. Die ganze Schubmasse glitt dabei noch über die Molasse, von der südlichste Teile mittransportiert, nördliche z.T. nur aufgeschuppt oder überhaupt nur aufgeschleppt wurden. Eine Mindestweite der Überschiebung über die Molasse von 15 km ist durch die Bohrung Urmannsau 1 nachgewiesen. Eine Mindestschubweite der Kalkalpen über den Flysch von 25 km bezeugt das Flyschfenster von Windischgarsten.

In den südlicher beheimateten, heute höher gelegenen Einheiten begann die Bewegung früher und immer nördlichere Teile wurden nach und nach erfasst. Bei diesem überaus grossartigen tektonischen Vorgang war die gesamte ostalpine Schubmasse mindestens 30 Millionen Jahre unterwegs bis zur Platznahme, wie wir sie heute kennen. In dieser lange dauernden Periode tektonischer Bewegungen können die erkennbaren Gebirgsbildungsphasen höchstens Höhepunkte eines mehr minder kontinuierlichen Ablaufes sein.

Z U S A M M E N F A S S U N G

Die Flyschzone der Ostalpen ist eine tektonische Einheit zwischen Molasse im Liegenden und Kalkalpen im Hangenden. In jeder der zwei verschiedenen Einheiten, aus denen die Flyschzone besteht (Helvetikum-Decke, darüber Flyschdecke), zeigen sich die Auswirkungen von tektonischen Vorgängen in den Liefergebieten klassischen Materials, was ähnlich auch für die Molasse gilt. Zeitmarken zwischen Rupel-

Chatt und Burdigal kennzeichnen das Vorrücken der Flyschzone über die Molasse. Die Überschiebungen von Flysch auf Helvetikum und beider über Molasse sind ein Teil der grossartigen tektonischen Vorgänge, die u.a. auch zur Überschiebung des Altkristallins über das Unterostalpin und pennin, sowie zum selbständigen Weiterwandern der Nördlichen Kalkalpen und deren teilweiser Überschiebung über Flyschzone und Molasse geführt haben und vom Obereozän bis ins Burdigal, mit Nachbewegungen im Helvet, also mindestens etwa 30 Millionen Jahre gedauert haben. In diesem kontinuierlichen Ablauf können die erkennbaren Phasen höchstens Höhepunkte des tektonischen Geschehens sein.

AUSWAHL BENUTZTER LITERATUR

- ABERER F.: Bau der Molassezone östlich der Salzach. - Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 113, Hannover 1962.
- BRAUMÜLLER E.: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. - Erdöl-Zeitschr., H.5, Wien-Hamburg 1959.
- BRAUMÜLLER E.: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. - Erdöl-Zeitschr., H. 11, Wien-Hamburg 1961.
- BRIX F. & GÖTZINGER K.: Die Ergebnisse der Aufschlussarbeiten der OMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957 - 1963, Teil I. - Erdöl-Zeitschr., H.2, Wien - Hamburg 1964.
- GADISCH J.: Geologie der Schweizer Alpen. - Wepf & Co, Basel 1953.
- GADISCH J., EUGSTER H. & WENK E.: Erläuterungen zu Blatt Scuol-Schuls - Tarasp. - Geol. Atlas d. Schweiz.geol. Komm., Bern 1968.
- CICHA I, SCHMIDT-THOME P., JANOSCHEK R. & PREY S.: Problems of Flysch and Molasse Complexes. - Guide to Exkursion 26 AC, XXIII. Intern. Geol. Congr., Prague 1968.
- CORNELIUS H.P.: Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu Geol. Archiv, 4. Jg., München 1926.
- GEOLOGISCHER FÜHRER DER SCHWEIZ (Red.A.LOMBARD). - Wepf & Co., Basel 1967.
- GÖTZINGER G.et al.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, 1:75000. - G.B.A., Wien 1954.
- GRILL R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. - G.B.A., Wien 1968.
- GRILL R., KAPOUNEK J., KÜPPER H., PAPP A., PLOCHINGER B., PREY S. & TOLLMANN A.: Neogene Basins and Sedimentary Units of the Eastern Alps near Vienna. - Guide to Excursion 33 C, Austria. XXIII. Intern. Geol. Congr., Prague 1968.

- JANOSCHEK R.: Über den Stand der Aufschlussarbeiten in der Molassezone Oberösterreichs. - Erdöl-Zeitschr., H.5, Wien-Hamburg 1961.
- KROLL A.& WESSELY G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. - Erdöl-Erdgas-Zeitschr., 83. Jg., Wien-Hamburg 1967.
- OBERHAUSER R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubs des Tauernfensters während der Kreidezeit. - Verh. G.B.A. Wien 1964.
- OBERHAUSER R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. - Jahrb. G.B.A., Bd. 111, Wien 1968.
- PAPP A., GRILL R., JANOSCHEK R., KAPOUNEK J., KOLLMANN K.& TURNOVSKY K.: Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. - Verh.G.B.A., Wien 1968.
- PLOCHINGER B.: Die Kreide-Paleozänablagerung in der Giesshübler Mulde zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorg. - Mitt. Geol. Ges., Bd. 56, Wien 1963.
- PLOCHINGER B.: Die tektonischen Fenster von St.Gilden und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). - Jahrb. G.B.A., Bd. 107, Wien 1964.
- PLOCHINGER B.& PREY S.: Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raume Windischgarsten - St. Gallen. - Jahrb. G.B.A., Bd. 111, Wien 1968.
- PREY S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NO). - Jahrb. G.B.A., Bd. 100, Wien 1957.
- PREY S.: Flysch und Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich.- Zeitschr.Deutsch.geol.Ges., Bd. 113, Hannover 1962.
- PREY S.: Probleme im Flysch der Ostalpen. - Jahrb. G.B.A. Bd. 111, Wien 1968.
- RESCH W.: Vorbericht über geologische Aufnahmen in der subalpinen Molasse zwischen Rheintal und Bregenzzerach, Vorarlberg. - Verh. G.B.A., Wien 1963.

- RICHTER M.: Die Allgau-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzungen nach Westen und Osten. - Zeitschr. Deutsch. geol. Ges, Bd. 108, Hannover 1957.
- TOLLMANN A.: Ostalpensynthese. - Verl. Deuticke, Wien 1963.
- WOLETZ G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. - Geol. Rundschau, Bd. 56, Stuttgart 1967.