

Einige Bemerkungen zur Salzach-Längstalstörung und der sie begleitenden Gesteine.

(Im Bereich Wagrein bis Lend, Salzburg)

von H. Mostler *)

*) Anschrift des Verfassers:

Dr. H. Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	14. Bd.	1963	S. 185-196	Wien, Sept. 1964
-------------------------------	---------	------	------------	------------------

Zusammenfassung.

Die Salzach-Längstalstörung tritt abschnittsweise durch zum Teil sehr mächtige „vertonte“ Mylonite schon morphologisch deutlich hervor. In anderen Abschnitten ist dies nicht der Fall. Dort hat sich die tektonische Beanspruchung in der Ausbildung von Kataklastiten geäußert, die erst im Dünnschliff u. d. M. deutlich werden. Es konnten in ihnen 3 Typen unterschieden werden: 1. Kataklastite reiner Prägung, 2. (als Fortentwicklung aus Typ 1) mit „myloblastisch“ in das s eingeformten Plagioklastaklasten und 3. (als Fortentwicklung aus Typ 2) neuerdings kataklastisch zerbrochene und mit Karbonat verheilte.

Entlang der Südseite der Salzach blieb bisher ein mächtiger Serpentinzug verborgen, der im Kern einen Olivindiabas umschließt. Für den Serpentin kann mit einiger Berechtigung ein ursprünglich pikritisches (Bronzitpikrit?) Ausgangsgestein angenommen werden. Dieser würde auch genetisch gut zu den Diabasen passen. Ganz kurz wurde auf einen schmalen Streifen der unteren Trias (Radstädter Mesozoikum), der auf eine längere Erstreckung die Mylonitzone begleitet, eingegangen.

Summary.

The Salzach fault makes its morphological appearance in some parts by thick „argillaceous“ mylonites. In other parts, where the stress formed cataclases, this was not the case, as seen under the microscope. Three types could be distinguished: 1. Cataclases of the first stage; 2. (as a continuation of type 1) „myloblastical“ Plagioklastacataclasts aligned in s; 3. (as a continuation of type 2) newly cataclastically deformed ones restored with carbonate.

Along the southern part of the Salzach a thick serpentine body has never been mapped before, which comprises an olivindiabas. A picritic parent rock (bronzite-picrite) for the serpentine can be ascertained, which would fit very good to the diabase. Which a few words I drew attention on a narrow body of the lower Trias (Radstädter Mesozoikum), which accompagnies the mylonite-zone from some distance.

Schon im Jahre 1884 fiel M. VACEK eine Diskordanz zwischen Grauwackenzone und den Radstädter Quarzphylliten bzw. Klammkalken im Raume zwischen Wagrein und St. Johann i. P. auf. Im Laufe der Jahre geriet diese Beobachtung in Vergessenheit, sodaß man beispielsweise noch bei R. SCHWINNER (1951) in SCHAFFER's Geologie von Österreich die Ansicht eines Hineinstreichens der Grauwackenzone in die Quarzphyllite bzw. kalkigen Phyllite („Klammkalkzone“) vertreten findet. Dies fällt umso mehr auf, als weiter im W bereits F. LÖWL (1895) und später L. KÖLBL (1932) auf die schräg an die Schieferhülle heranreichenden Gesteine der Grauwackenzone aufmerksam machten. E. BRAUMÜLLER (1939) präziserte zwischen Taxenbach und Bruck die Grenze als eine Störung, welche die schräg heranreichenden „Pinzgauer Phyllite“ abschneidet. Daraus folgerte er, daß die Störung jünger sein muß als der Überfaltungsbau. Aber erst durch W. HEISSEL (1951) ist die Natur dieser Grenze und ihre regionale Bedeutung hervorgehoben worden.

Hier sollen nun einige Beobachtungen über die Ausbildung und Lagerung dieser bedeutenden tektonischen Zäsur bzw. über die Gesteine aus ihrer nächsten Umgebung zu Worte kommen.

W. HEISSEL (1951) wies an mehreren Stellen, von Wagrein ausgehend bis zur Gerlosplatte, auf eine stark vertonte Mylonitzone hin. Er beobachtete diese an Aufschlüssen bei Wagrein, wo sie noch das Tertiär (Miozän) steil stellte, in der Liechtensteinklamm, in der Kitzlochklamm, im Brenntal bei Mittersill und an der Gerlosplatte.

Im Abschnitt Wagrein-Liechtensteinklamm wurde diese Linie auskartiert (H. MOSTLER 1963), wobei entweder „vertonte Mylonite“ angetroffen wurden oder bei Aufschlußarmut diese rein morphologisch durch langgezogene Versumpfungungen lokalisiert werden konnten. Sehr zu Hilfe kamen dabei Brekzien (HEISSEL's geröllführende Phyllite). Ob es sich dabei tatsächlich um Basiskonglomerate des Tertiärs handelt, muß zunächst noch offenbleiben. Auch Dünnschliffuntersuchungen an den Brekzien brachten bisher keine Klärung.

Was die Mächtigkeit der Mylonite betrifft, so führte W. HEISSEL (1951) über 150 m aus der Liechtensteinklamm, G. HORNINGER (1957) einige km westlich davon bei Högmoos 200 m mächtige, steiftonige Mylonite an. Die Mächtigkeit der Mylonite unterliegt einer starken Schwankung, was sowohl aus Beobachtungen östlich der Liechtensteinklamm, aber besonders westlich davon festgestellt werden konnte. Das starke Zurückgehen der Mächtigkeit der Mylonite ist einerseits zurückzuführen auf Kalke, die an der Grenze wiederum auf Kalk treffen und daher nur schwache Zerreibungszonen bilden, andererseits auf ein Zersplittern bzw. Zerschlagen der sonst so einheitlichen tektonischen Linie. Der erste Fall ist häufig im Abschnitt zwischen St. Johann und Lend zu beobachten, wo Klammkalke an paläozoische Kalke treffen, während es sich im letzteren Fall um ein linsenförmiges Herausschneiden von kompakten Gesteinen handelt oder um einen starken Schubbereich, wie er besonders an der S-Seite der Salzach etwa 2 km westlich von Schwarzach-St. Veit in Erscheinung tritt. Dazu kommt noch, daß in diesem Bereich Gesteine auftreten, die rein makroskopisch durchaus den Eindruck eines kompakten Gesteins erwecken, sich aber nach Dünnschliffuntersuchungen als Kataklastite ersten Ranges entpuppten. Darauf wird später noch einmal zurückgegriffen.

Die Salzach-Längsstörung stellt eine E-W streichende Linie dar, deren Fallen allerdings ziemlichen Schwankungen ausgesetzt ist. Etwas östlich von Wagrein weist sie steiles Südfallen auf (W. HEISSEL 1951), das allmählich gegen W zu in Saigerstellung übergeht. Im Bereich der Liechtensteinklamm fällt sie steil nach N (70°N) ein. Von dort aus entzieht sich die Mylonitzone zunächst infolge Moränenbedeckung der Beobachtung, taucht aber im Weidinggraben auf 800 m Höhe mit steilem Südfallen wieder auf und leitet im Bereich des Ausgleichbeckens in Saigerstellung über. Bereits außerhalb der beigegebenen Skizze, westlich daran anschließend, ändert sich 2 km östlich von Grieß (westlich Taxenbach) nach G. HOR-

NINGER (1956) die Lagerung wiederum. Bei Wolfbach wurde noch steiles Südfallen beobachtet, das innerhalb eines knappen Kilometers auf 30°N Fallen nach G. HORNINGER (1956) umschwenkt und wohl aus dem bisher beobachteten Raum das flachste Einfallen darstellt.

Wenn die Grauwackenzone im E auch noch an Quarzphyllite der Radstädter Tauern grenzt, so sind es 4 km westlich von Wagrein nur mehr Gesteine der Schieferhülle, in der speziell an die Mylonitisierungsbahn gebunden, Fetzen von unterostalpinem Mesozoikum (Radstädter Mesozoikum) in Form von graublau-weiß gestreiften Bänderkalken bzw. rosa Bänderkalken bis Marmoren auftauchen. Auch Rauhacken dürften diese begleiten bzw. direkt den Myloniten entstammen, denn sie wurden streckenweise, aber nur als Lesesteine, entlang der Störung angetroffen. Westlich der Liechtensteinklamm fehlen zunächst derartige Einschaltungen, setzen aber 2 km nach Schwarzach-St. Veit als eine nicht geringmächtige Folge ein, die sich bis knapp vor Lend, nur selten unterbrochen, fortsetzt. Daß diese Gesteine aber eine wesentlich weitere Verbreitung haben, zeigen die Berichte G. HORNINGER's (1956, 1957). Gleich oberhalb Schwarzach wurde beim Bau des Ausgleichbeckens Lehenbauer innerhalb der Mylonite Dolomit, Gips, Rauhacke und Quarzit angefahren bzw. ausgehoben. Damit wäre die Lücke, soweit es die untere Trias betrifft, westlich der Liechtensteinklamm fast geschlossen. Aber auch bei Lend und westlich davon treten derartige Gesteine, stärkstens beansprucht, in den Myloniten wieder auf.

Zunächst wäre die Alterseinstufung und die tektonische Stellung dieser Gesteine zu erörtern. In jüngster Zeit erkannte man, daß die Klammkalkzone größtenteils als eine hochpenninische Einheit aufgefaßt werden muß (A. TOLLMANN 1963, H. MOSTLER 1963). Damit fiel der breite unterostalpine Rahmen im N der Schieferhülle weg. So drängt sich vorerst die Frage nach der tektonischen Stellung dieser Gesteine entlang der Mylonitzone bzw. südlich davon auf. Hier sei gleich vorweggenommen, daß es sich eindeutig um Reste des unterostalpinen Fensterrahmens handelt.

Ausgehend von einem Profil etwa 30 m südlich der Bundesstraße 159, gleich westlich der Klammbrücke, soll die Gesteinsfolge erläutert werden. Über steil gestellten Klammkalken des Penninikums liegen Reste eines stark gequälten Quarzphyllites, der maximal eine Mächtigkeit von ½ m erreicht. Darüber folgen Rauhacken, bis 5 m mächtig. Es handelt sich dabei um ockergelbe Gesteine mit stark herauswitterndem Dolomitgrus. Sie sind tektonisch stark überarbeitet, wobei besonders Quarzphyllitbrocken von über 10 cm Durchmesser auffallen. Sonst besteht die Rauhacke aus einem kalkig-sandigen Material, das reich an Serizitflatschen und kleinen Fetzen von grünlichen phyllitischen Schiefen ist. Die Rauhacken leiten ortsweise ohne scharfe Grenze zu rosaroten Bänder-

kalken bis Marmoren über, deren Mächtigkeit in diesem Profil kaum 2 m übersteigt, doch in der Regel bei 30 m liegt, nicht selten sogar noch um einiges darüber.

Mit einer scharfen Grenze setzen darüber dunkelgraue Dolomite ein, die an Gutensteiner Dolomite erinnern. Sie sind in der Profillinie zwar nicht, aber etwa 50 m höher am Hang gut aufgeschlossen. Wenn die Grenze zum liegenden, gut geschichteten Bänderkalk auch sehr scharf ist, so fällt des öfteren ein reliefartiges, die Schichtung des Kalkes abscheidendes Eingreifen des Dolomites auf.

Ein Gestein, das in diesem Profil zwar nicht beobachtet werden konnte, sonst aber recht häufig auftritt, ist ein hellgrüner, immer etwas karbonatführender Chlorit-Serizitschiefer. Er erscheint an der Basis der rosa Bänderkalke und, in nicht unbedeutender Menge zu Bruchstücken aufgearbeitet, in der Rauhwanke. Stellenweise findet man ihn auch mit dolomitsandigen Schiefen vergesellschaftet.

Eine zeitliche Einstufung dieser Abfolge kann nur auf Grund lithologischer Vergleiche an gestellt werden. Makrofossilien wurden nicht gefunden, auch Conodontentests verliefen negativ.

Der Quarzphyllit ist vom selben Typus, wie er im E bei Wagrein weit verbreitet vorkommt. Er ist daher zweifelsohne als Radstädter Quarzphyllit einzustufen. Wenn auch Quarzite in dem oben beschriebenen Profil fehlen und auch sonst obertag nicht anstehend an getroffen wurden, fand man sie doch hin und wieder beim Bau des Ausgleichsbeckens beim Lehenbauer SW Schwarzach. Man wird keinesfalls fehlgehen, diese als skythische Quarzite (= Semmeringquarzite) aufzufassen, zumal sie mit Rauhwancken und blaßgrünen Chlorit-Serizitschiefern zusammen auftreten. Die blaßgrünen Schiefer im Verband mit dolomitsandführenden Schiefen könnten am ehesten mit der Anis-Basisserie von A. TOLLMANN (1963, S. 91) verglichen werden. Die Rauhwancken vertreten das Skyth-Anis Grenzniveau, denn sie entsprechen bis ins Detail denen, die auf Kartenblatt Wagrein immer über Skythquarziten bzw. unter Dolomitschlierenkalken zu liegen kommen (H. MOSTLER 1963).

Die über die bereits oben angeführten (?) Anis-Basisserie einsetzenden rosa Bänderkalke sind in das Anis zu stellen. Dafür spricht nicht nur die Unter- und Überlagerung in diesem Profil, sondern sprechen vor allem Beobachtungen weiter im E, südlich von Radstadt, wo W. MEDWENITSCH (1956) rosarote bis weiße, kristalline, gut geschichtete Kalke, etwa 15—20 m mächtig, auch dort in Verbindung mit Rauhwancken, anführt. Auch aus dem Nordteil der Steinfeldspitze beschreibt W. MEDWENITSCH (1957) aus dem Niveau des alpinen Muschelkalks himbeerrote und rosarote, z. T. stark kristalline, gutgeschichtete Kalke. A. TOLLMANN (1963, S. 92)

führt aus dem W-Ende der Radstädter Tauern neben blaugrauen und gelben Typen, zusammen mit Trochitendolomit auch rosa Kalkmarmor an, die das Leitgestein des Anis darstellen.

Die brekziösen Dolomite dürften in das höhere Anis zu stellen sein, da sie weiter im E über den Dolomitschlierenkalken zu liegen kommen (H. MOSTLER 1963). Jüngere Ablagerungen des Unterostalpins wurden in diesem Raum nirgends angetroffen, denn das Unterostalpin wird von der Störung scharf abgeschnitten und es folgen jenseits der Mylonitbahn nur Dientner Schiefer, also Gesteine der **Grauwackenzone**.

Einige Beachtung verdient ein Grüngesteinszug, der sich zwischen den Klammkalken bzw. ihren Phylliten und den unterostalpinen Gesteinen einschleibt. Ganz im W des Kartenblattes St. Johann i. P. scheinen sie die unterostalpine Trias einzuwickeln. Dieser Grüngesteinszug, der sich von der Klammbrücke bis über Lend hinaus mit einigen Unterbrechungen erstreckt und eine Mächtigkeit bis zu etwa 100 m erreichen kann, wurde petrographisch näher untersucht*).

Im Gelände fallen die Grüngesteine z. T. als ziemlich kompakte, massig wirkende Gesteine auf. Sie sind von dunkelgrüner Färbung und fühlen sich an Bruchflächen etwas talkig an. Mit ihnen in Verband stehen Serpentine, stärkstens beansprucht, zu kleinstückigem Grus zerfallend, sodaß es nicht leicht ist, ein Handstück für eine Dünnschliffanfertigung zu finden. In diesem Serpentin steckt, im ersten, vom Kenlachgraben nach E abzweigenden Einschnitt, auf 680 m Höhe, eine etwa 3 m mächtige linsenförmige Einschaltung eines völlig massigen, fein-mittelkörnigen Gesteins, das sich als ein Olivindiabas identifizieren ließ.

Handst. u. Dünnschl. A 7**): „Olivindiabas“
Fundort: (siehe oben)

U. d. M.

Plagioklas: große hypidiomorphe-idiomorphe Tafeln, ein Gebälk bildend. Stets stark gefüllt (vorherrschend Klinozoisit, Serizit). An-Gehalt liegt bei 5%. Die starke Füllung läßt auf einen basischen Ausgangsplagioklas schließen.

Pyroxen: monoklin, hypidiomorph, fast farblos. Recht häufig von Plagioklasleisten durchwachsen. Der Pyroxen dürfte Olivinkörper umwachsen haben, denn man kann scharf umrandete Pseudomorphosen von Chrysotil nach ?Olivin darin beobachten. Pyroxen selbst wird nicht in Chrysotil umgesetzt, nur sporadisch ist er von Chlorit angefressen.

*) Für Information und den Einblick in die unveröffentlichte geologische Karte westlich von Lend bin ich Herrn Prof. Dr. W. Heißel zu Dank verpflichtet. Von großer Wichtigkeit war dabei die Lage des Serpentin nördl. Oberlend, der auch dort direkt an der Mylonitbahn auftritt.

**) Die untersuchten Handstücke und die dazugehörigen Dünnschliffe sind in der Sammlung des Institutes für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck unter der Inventar-Nr. 7501 aufbewahrt.

Hornblende: braune Hornblende. Z/c=23⁰; X=schmutzig-olivgrün, Y=tiefbraun. Z=braun bis braungrün. Sie umrandet manchmal den Pyroxen, tritt aber sonst häufig vergesellschaftet mit Chlorit, nesterbildend auf. Hbl. wird von Chlorit angegriffen, der von Spaltrissen unter schwacher Korrosion vorgreift.

Chrysotil: meist in Nestern, höchstwahrscheinlich Olivin ersetzend, immer feinmaschig ineinandergreifend.

Chlorit: oft zwickelfüllend, teils aus Hornblende, teils aus Pyroxen hervorgegangen. Es ist ein Chlorit der Prochloritreihe.

Epidot: innerhalb der Chloritnester sehr sporadisch. Er ist Fe-arm und tritt sonst nur noch an Rupturen des Altpagioklases mit Albit zusammen als Neusprossung auf.

Titanit: vereinzelt mit Hornblende in Verbindung, sonst in Zwickeln siedelnd; hin und wieder randlich von Pyroxen.

Hämatit: sehr sporadisch, xenomorph, manchmal skelettartig, dürfte dann wohl aus Ilmenit (selten auch in Resten erhalten) hervorgegangen sein.

Apatit: selten und nur als Einschluß im Plagioklas.

Das eben beschriebene Gestein ist massig und zeigt u. d. M. ein typisches Gefüge. Die Umwandlung ist auf eine schwach wirkende, thermale Autometamorphose zurückzuführen, denn das Gefüge wurde nicht verändert. Die Benennung dieses fein-mittelkörnigen Gesteins als Olivindiabas scheint am ehesten zutreffend, da es sich von einem Gabbro sowohl durch sein ophitisches Gefüge als auch durch das Fehlen eines primär magmatischen Diallages unterscheidet (siehe dazu F. ANGEL 1955). Es ist auch gut mit den von E. BRAUMÜLLER (1939) in den „Fuscher Phylliten“ beschriebenen „Gabbroamphiboliten“ vergleichbar, wobei es sich bei diesen wohl auch um Diabase der jungen Schieferhülle handeln dürfte.

Der Serpentin, der sozusagen als Hülle um den Olivindiabas auftritt, ist derart durchbewegt, daß er kleinstückig zerfällt und die einzelnen Bruchflächen fast allseits von Harnischflächen begrenzt sind.

Handst. u. Dünnschl. A 6: S e r p e n t i n

Fundort: Im Kenlachgraben, direkt unter der Eisenbahnbrücke der Tauernbahn.

U. d. M.:

Chrysotil: z. T. in gut erhaltener „Maschenstruktur“, wobei das überschüssige Fe als Magnetit die Korngrenzen bzw. die Spaltrisse des ursprünglichen Olivins nachzeichnet. Wo keine Maschenstruktur aufsteht, beobachtet man einerseits Umrisse von großen Kristallen mit eng aneinanderliegenden Spaltrissen, die vollkommen von Chrysotil ersetzt werden. Es dürfte sich hierbei wohl um ehemalige rhombische Pyroxene gehandelt haben. Aber auch der nur noch in Resten vorhandene und zu kleinem Haufwerk zerlegte monokline Pyroxen wird etwas von Chrysotil angegriffen, wenn auch eine Umsetzung in Chlorit vorherrscht. Außerdem greift Chrysotil an Rissen in dünnen Bändern kreuz und quer durch das Gestein.

Chlorit: Es handelt sich um einen Vertreter der Prochloritreihe, der gerne mit Titanit vergesellschaftet auftritt.

Pyroxen: monoklin, farblos, nur in kleinen, schon fast ganz von Chlorit, seltener von Chrysotil aufgezehrten Resten.

Titanit: meist zusammen mit Chlorit in Pseudomorphosen nach Pyroxen.

Magnetit: bildet die Korngrenzen und Spaltrisse der Olivine ab; seltener als annähernd idiomorphe Körner.

Zunächst ist man verblüfft, denn als kartierender Geologe hätte man im Serpentinstock ein peridotitisches Gestein erwartet. Was macht nun der Diabas im Serpentin? Die Dünnschliffuntersuchungen zeigten eindeutig, daß die beiden Gesteine, sieht man von der starken Zerbrechung der Serpentine ab, die gleiche mehr oder weniger wirksame Autometamorphose mitmachen und damit scheidet eine eventuelle Einschuppung der Diabase in den Serpentin aus. Im Gelände begleitet der Serpentin die Diabase auf eine noch ansehnliche Strecke. Dabei erweisen sich die Diabase umso mehr kataklastisch, je geringmächtiger der Serpentin ist. Dort, wo der Serpentin auskeilt, kommt der Diabas direkt an die Störung heran. Er reicht im ganzen Raum nie über die Salzach. Auf der Nordseite der Salzach stehen nämlich bereits graphitische Grauwackenschiefer an, die stark mylonitisch sind. Die typischen „tonigen Mylonite“ scheinen bis auf eine Stelle zu fehlen, könnten sich aber im Bett der Salzach verbergen und würden in diesem Fall kaum mehr als 20 m an Mächtigkeit erreichen. Der Grund für die geringe Mächtigkeit der Mylonite in diesem Abschnitt liegt wohl darin, daß derartig kompakte Gesteine wie es die Diabase sind, rein kataklastisch reagierten, wobei die Kataklasten sich noch 100 m in der Vertikalen von der Störung entfernt, bemerkbar macht. Darüber informieren kurz die im folgenden beschriebenen Dünnschliffe. Es konnten dabei drei Typen unterschieden werden.

1. Bildungen, die als Kataklasten ersten Ranges bezeichnet werden müssen, also Diabase, die rein rupturrell reagierten.
2. Bildungen, die aus dem Typus 1 hervorgingen, wobei die Plagioklaskataklasten „myloblastisch“ in das s eingeschlichtet wurden. Bei dieser Einformung wanderte die Feldspatfüllung über die Korngrenzen der Plagioklasten hinaus, wodurch z. T. schon richtige Serizitsträhne entstanden.
3. Bildungen, die über Typus 2 hinaus eine weitere Zerbrechung mitmachten, die durch Karbonatinfiltation verheilt wurde.

Typus 1: Dünnschl. A1, A2, A5, A12: .

Der Mineralbestand ist in den oben angeführten Dünnschliffen bis auf geringe Abweichungen derselbe. Aus diesem Grunde werden sie hier gemeinsam besprochen.

U. d. M.:

Plagioklas: große (1,56 mm), stets stark zerbrochene Individuen. Die Kataklasten sind ausnahmslos stark gefüllt, ortsweise paust noch polysynthetische

Verzwilligung durch. Auf den Ruinen der alten Plagioklase bauen kleine, völlig klare, oft einfach verzwilligte Albite. Stellenweise ist innerhalb der Alt-Plagioklase rekristallisierter Mörtel beobachtbar. Auch an glatten Rupturen siedelt, gleich orientiert wie der Alt-Plagioklas, Albit. Die Plagioklaskataklasten schwimmen ohne bevorzugte Richtung in einer Chloritmatrix.

Chlorit: Fe-reich, der Prochloritreihe angehörend. Er füllt die Zwischenräume der Plagioklaskataklasten. Teils in großen Scheitern, vorherrschend aber in ineinandergreifenden und zu einem Geflecht vereinten Blättchen, die stark gestaucht und verbogen wurden. Jünger dürfte der sehr untergeordnet auftretende Pennin sein, der um vieles kleiner als der Prochlorit ist. Er heilt kleine Rupturen aus, seltener bildet er Nester. (In Schliff A5 und A12 tritt anstelle des Prochlorites ein Vertreter der Penninreihe (Klinochlor) auf).

Epidot: sehr selten, in kleinen Körnern im Chlorit als Fe-armer Epidot (nur im Schliff A2 beobachtet). Es ist die Epidotarmut ja bereits im „Olivindiabas“, also dem Ausgangsgestein, aufgefallen.

Titanit: meist xenomorphe Körner, größtenteils zerdriftet; manchmal mit Ilmenit vergesellschaftet und immer im Chloritgeflecht auftauchend. Z. T. nur mehr Leukoxen.

Magnetit: als unregelmäßig begrenzte Körner recht häufig im Chlorit.

Apatit: stets idiomorph als Einschluß im Plagioklas. Außerhalb des Plagioklases ist er zerbrochen und liegt in Form von runden xenomorphen Individuen vor. An Akzessorien treten noch Zirkon und Apatit hinzu.

Für den Typus 2 und Typus 3 erübrigt sich hier eine ausführliche Dünnschliffbeschreibung, da der Mineralbestand sich kaum wesentlich ändert. Nur bei 2 Vertretern des Typus 3 (Schliff A4, A10) wandelt sich der Mineralbestand. Sie müssen daher auch als Meta-Tuffite aus der Gesellschaft der Diabase ausgewiesen werden. Dem Gefüge nach entsprechen sie dem Typus 3.

Nach dieser Betrachtung über die kataklastisch beanspruchten Diabase sei noch kurz auf die Beziehung Serpentin—Diabas hingewiesen. Dabei kommen vor allem die Relikte im Serpentin sehr zu Hilfe. Nach einer überschlagsmäßigen Auszählung kommt man auf etwas über 50% Chrysotil, also ehemaligen Olivin. Bei Augit (z.T. chloritisiert) sind es um 40%, einschließlich der Pseudomorphosen nach rhombischen Pyroxen. Dies läßt mit einiger Wahrscheinlichkeit auf einen Pikrit (?Bronzitpikrit) nach E. TRÖGER (1935) schließen, wenn auch Plagioklas, der in geringer Menge im Ausgangsgestein gelegen haben müßte, fehlt. Damit ließe sich das Auftreten des Diabases im Serpentin, der als ein ehemals pikritisches Gestein betrachtet werden könnte, am ehesten erklären.

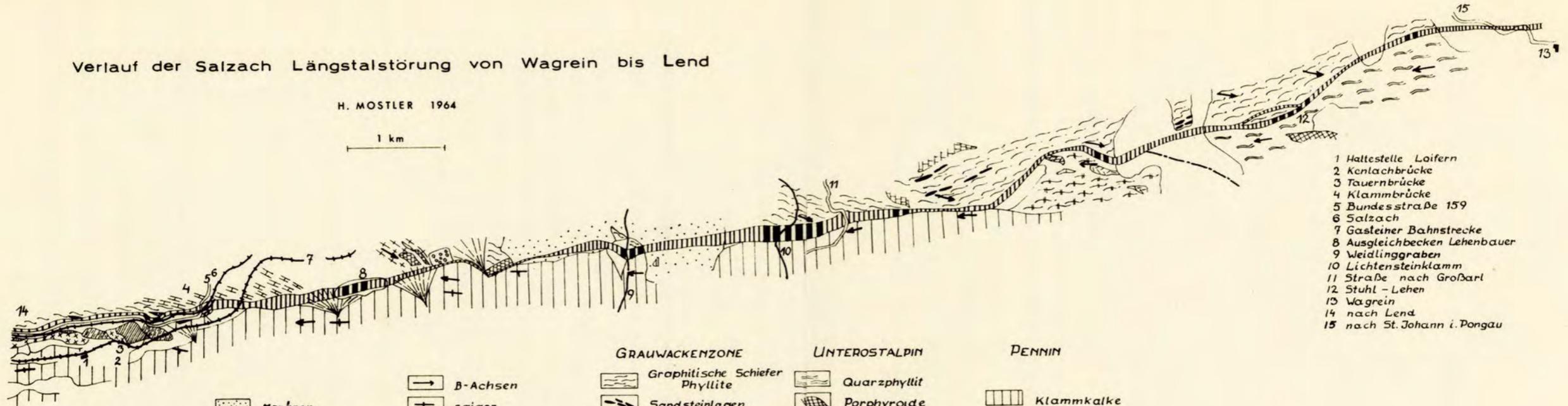
LITERATURNACHWEIS

1. ANGEL, F.: Über Diabasformen aus dem Bereich des Murauer Paläozoikums. — Verh. Geol. B.A., 175—180, Wien 1955.
2. ANGEL, F.: Über die splititisch-diabasische Gesteinssippe in der Grauwackenzone Nordtirols und des Pinzgaues. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 48 (1955), 1—15, Wien 1956.
3. BRAUMÜLLER, E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. — Mitt. Geol. Ges. Wien 30/31, (1937, 1938), 37—150, Wien 1939.
4. HEISSEL, W.: Grauwackenzone der Salzburger Alpen. — Verh. Geol. B.A., Sonderheft A, Wien 1951.
5. HORNINGER, G.: Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten. — Verh. Geol. B.A., 114—118, Wien 1956.
6. HORNINGER, G.: Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten. — Verh. Geol. B.A., 99—103, Wien 1957.
7. KÖLBL, L.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mittersill und Kaprun. — Anz. Akad. d. Wiss. Wien, 69, 266—268, Wien 1932.
8. LÖWL, F.: Der Granatspitzkern. — Jb. Geol. R.A., 615—640, Wien 1895.
9. MEDWENITSCH, W.: Übersichtsbegehungen 1955 in den nördlichen Radstädter Tauern auf den Blättern 126/2 (Radstadt), 126/3 (Flachau) und 126/4 (Untertauern). — Verh. Geol. B.A., 65—69, Wien 1956.
10. MEDWENITSCH, W.: Bericht 1956 über Aufnahmen auf den Blättern 126/3 (Flachau) und 126/4 (Untertauern). — Verh. Geol. B.A., 39—41, Wien 1957.
11. MOSTLER, H.: Geologie der Berge des vorderen Großarl- und des Kleinarltales (Salzburg). — Verh. Geol. B.A., 132—135, Wien 1963.
12. SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. — In: F. X. Schaffer, Geologie von Österreich, 2. Aufl., Wien 1951.
13. TOLLMANN, A.: Das Westende der Radstädter Tauern (Tappenkarberge). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 55, (1962), 85—125, Wien 1963.
14. TRÖGER, E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin 1935.
15. VACEK, M.: Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern. — Jb. d. k.k. Geol. R.A., 609—634, Wien 1884.

Verlauf der Salzach Längstalstörung von Wagrein bis Lend

H. MOSTLER 1964

1 km



- 1 Haltestelle Loifern
- 2 Konlachbrücke
- 3 Tauernbrücke
- 4 Klammbrücke
- 5 Bundesstraße 159
- 6 Salzach
- 7 Gasteiner Bahnstrecke
- 8 Ausgleichbecken Lehenbauer
- 9 Weidlinggraben
- 10 Lichtensteinklamm
- 11 Straße nach Großarl
- 12 Stuhl - Lehen
- 13 Wagrein
- 14 nach Lend
- 15 nach St. Johann i. Pongau

		GRAUWACKENZONE	UNTEROSTALPIN	PENNIN
Moränen	B-Achsen	Graphitische Schiefer Phyllite	Quarzphyllit	Klammkalke
Gehängeschutt, Alluvionen	saiger	Sandsteinlagen	Porphyroide	Kalkphyllite
Schuttkegel	steil	Grünschiefer	Rauhacken	Serpentin
Deponie	Grenze Unterostalpin Penninikum	Kalke	Bänderkalke (Anis)	Diabas
	Mylonitzone - beobachtet	Kalkschiefer	Ladin ? Dolomit	