

Der Bau der östlichen St. Pauler Berge

Von Peter Beck-Mannagetta ¹⁾ mit Beiträgen von H. Zapfe

(Mit 1 Karte und 5 Profilen auf Tafel IV)

Inhalt:

	Seite
Einleitung.....	67
Stratigraphie.....	67
Griffener Schichten.....	69
Werfener Schichten.....	69
Anisische Stufe.....	70
Ladinische Stufe.....	72
Die obere Trias.....	75
Gosau.....	78
Tektonik.....	79
Überschau.....	83
Zusammenfassung der Tektonik.....	84
Vergleich der Stratigraphie.....	86
Der Einbau der St. Pauler Berge und ihr Rahmen.....	88
Literatur.....	90

Einleitung

Die Geologie der St. Pauler Berge fußt auf der Kartendarstellung von H. Beck, wie sie auf dem Blatt Unterdrauburg (5) vorliegt, wobei bereits die Bemerkungen in den Aufnahmeberichten (2, 3) auf kräftige Abweichungen von der Beschreibung, wie sie Höfer (23) früher gegeben hat, hinzielen. Da seit Höfer eben keine eingehenden Erläuterungen dieses Gebietes vorliegen, war es reizvoll, diese mesozoische Kette nach dem Studium des Kristallins und Tertiärs, der Griffener Trias im NW als Gegenstück zu bearbeiten und den bisherigen Erkenntnissen hinzuzufügen.

Der reichere stratigraphische Aufbau der östlichen St. Pauler Berge bedurfte einer neuen Aufsammlung von Versteinerungen, deren Bestimmung vor allem Prof. Dr. H. Zapfe freundlicherweise durchführte und der inkohlten Pflanzenreste, derer sich entgegenkommender Weise Frau Prof. Dr. E. Hofmann annahm. Herr Dr. E. Kamptner bestimmte die Kalkalgen des Rabensteines, wofür ich ihm ergebenst danke. Daraus ergeben sich neue stratigraphische Deutungen, bzw. stratigraphische Belege für ältere Annahmen, deren Fixierung bisher ausstand.

Stratigraphie

Das Liegende der St. Pauler Trias stellen Phyllite und Diabase dar, die im Süden an Mächtigkeit bedeutend zunehmen. Zwischenschaltungen von Quarziten und schwach glimmerigen Grauwaacken wie bei Lippitzbach fehlen im O. Die Diabase und ihre Tuffe haben weite Verbreitung und sind oft noch in massigen Typen erhalten. Gute Aufschlüsse liefert der Steinbruch am Ostufer der Lavant. Wenig geschieferte und regelmäßig

¹⁾ Adresse: Geolog. B. A., Wien, III.

zerscherte Gesteine mit flach spitzwinkelig sich kreuzenden Scherflächen lösen sich ab. Im Nordteil des Bruches werden die Diabase stark kalkig und zeigen ein filziges grünes Gewebe mit helleren gelbgrünen Flecken bis zu 3 cm Größe, die Pseudomorphosen nach größeren Augiteinsprenglingen darzustellen scheinen:

Dünnschliff Nr. 54—312 Steinbruch westlich Schneckler, St. Paul O, östlich der Lavant: bis 2—3 cm große gelbgrüne Flecken in einer graugrünen Grundmasse mit Kalkspatadern sind makroskopisch sichtbar, die teilweise einheitliches Widerspiegeln der Kristallflächen zeigen. Im Dünnschliff: die großen Flecken werden von einem pigmentierten Kalzitgewebe eingenommen, dessen einzelne Körner weder voneinander scharf abgegrenzt sind, noch eine deutliche Auslöschung zeigen. Die Grenze gegen die kalzitifizierte Grundmasse aus größeren ungefärbten Kalkspatkristallen ist meist scharf und gibt die porphyrische Gestalt der ehemaligen Augite gut wieder. Die Sprünge der ehemaligen Augitkristalle sind zu Kalzit gefüllten Klüften erweitert, die oft stufenweise den Außensaum versetzen. Die Sprünge der Augite sind von dem Kalzitgefüge übernommen worden; die Spaltbarkeit ist jedoch nicht mehr erkennbar. Selten beteiligen sich an der Pseudomorphosenbildung bräunliche, strahlige Chlorite. Manchmal ist der Grenzverlauf der Pseudomorphose unregelmäßig angegriffen und kleinstückig zerfrant, wobei an den Rändern Pigment körnig angereichert ist.

Die Sprünge verbinden oftmals rundliche bis unregelmäßig geformte Schläuche in den Pseudomorphosen, die randlich meist mit farblosem Kalzit ausgekleidet sind. Diese kleinen ehemaligen Hohlräume, die vermutlich mit Flüssigkeit erfüllt waren, sind im Inneren vorwiegend von radialstrahligem Pennin erfüllt. Manchmal hat Kalzit auch das ehemals zentripetale runde Anlagerungsgefüge pseudomorph übernommen, so daß ein einheitlich auslöschendes Kalzitkorn verschiedene Texturen von Wachstumsprozessen abbildet. Die geschlossenste Abfolge verläuft vom ehemaligen Augitkristall weg: feine Lage schwärzlichen Pigmentes; Kalzitkorn; dünner Ring aus einem Kalzitkorn (Pseudomorphose?); Innenraum mit Pennin erfüllt. Stellenweise haben sich die Hohlräume nur mit Pennin gefüllt, der auch in mehreren dünnen feinstrahligen Lagen die Wand abbildet, bis der Raum zur Gänze erfüllt ist. Der äußere Pigmentsaum fehlt vielfach; er scheint mehr an die Kalzit erfüllten Räume innerhalb der Pseudomorphosen gebunden zu sein. Größere Räume füllt der Pennin mit unregelmäßig gewundenen Röllchen und Fasern aus. Bei starker Vergrößerung kann man erkennen, daß ein Teil des Pigmentes, vor allem das den Außensaum der Ringe bildet, aus unregelmäßigen rostig braunen winzigen Körnchen besteht, die vermutlich Limonit sind. Vereinzelt treten solche eipförmige Körner auch in den großen Augitpseudomorphosen auf. Selten trifft man solche winzige Einschlüsse, feinnadelig mit stärkerer Lichtbrechung (?) vereinzelt. Die randlichen Pigmentstreifen bauen sich größtenteils aus diesen Nadeln auf, die vorwiegend senkrecht bis schräg zur Längserstreckung der Streifen dicht angeordnet sind.

Manchmal treten in diesen Spalten in den Pseudomorphosen noch kleine Quarzkörner mit unregelmäßigem Rand und in die aufgelösten Grenzen der Kristallaggregate ein.

In der Zwischenmasse findet man Strukturen, die am ehesten als lokale Hohlraum-Auskleidung gedeutet werden können. Der Außensaum wird durch wechselnd breite Leisten aus undulös auslöschenden Quarzkörnern gebildet; das Innere ist überwiegend erfüllt mit wirr gelagertem Pennin mit langfaseriger bis radialfaseriger Ausbildung, einigen größeren Kalzitkristallen, die kleinzackig begrenzt sind und vereinzelt Quarzkörnern der randlichen Leiste. Ohne Einschaltung des Analysators betrachtet, sind die Leisten einheitlich geformt mit einem klaren Außenrand, während der Innensaum sich auflöst; unter gekreuzten Nikols lösen sie sich in Aggregate undulösen Quarzes auf.

Die Zwischenmasse selbst besteht aus den gleichen Mineralen wie oben angeführt; nur selten tritt eine farblose Hornblende in kleinen Leisten hinzu. Die Lamellen der Kalzite sind oft stark verbogen, so daß man die undulösen Auslöschungen und die randliche Zertrümmerung auf eine postkristalline Kataklyse der Kristalle zurückführen kann.

Die Phyllite sind selten ebenflächig, meist mehr runzelige Tonschiefer, die häufig Quarzausscheidungen in bewegteren Zonen besitzen; gegen S nehmen die Quarzschwielen in den Schiefen zu. Auffallend bleibt die scheinbare Konkordanz im Flächengefüge mit den Konglomeraten und Breccien der hangenden Griffener Schichten. Es kann dies als ein Hinweis

auf die gleichartige und -altrige Beanspruchung des gesamten Schichtpaketes gedeutet werden. Der von der Trias entferntere Teil der phyllitischen Schichtfolge ist mir jedoch zu wenig bekannt, um für diese Annahme schlüssige Beweise bringen zu können. Die Altersstellung dieser Schichten, die gegen W im S um die Saualpe herumziehen, ist auf dem Christofberg (44) durch untersilurische Versteinerungen belegt worden.

Griffener Schichten

Mit Konglomeraten und Breccien liegen die Griffener Schichten (9) als Basis der Trias dem Paläozoikum auf. NO des Hofstädter Kogels sind die Basisschichten feinkörniger als Sandsteine und sandige Tonschiefer größerer Mächtigkeit entwickelt. Trotzdem sehe ich in ihnen keine Ähnlichkeit mit den Tonschiefern östlich Poppendorf, SO Griffen, die im Liegenden der konglomeratischen Ausbildung das richtige Perm darstellen könnten. Die Mächtigkeit erreicht sicherlich bis über 150 m und der Geröllbestand wechselt wenig in der für die Griffener Konglomerate typischen Form. Die Schiefer des Untergrundes fehlen auffallenderweise in den meisten Bildungen und Diabasgerölle konnte ich in der Geröllgesellschaft nirgends auffinden. Davon weichen die Basisbreccien bei Sternitz allein ab: Dort erreicht die Lage, die den Griffener Schichten entspricht, nur zirka 4 m Mächtigkeit, ohne daß man Anzeichen für eine tektonische Reduktion des Schichtpaketes heranziehen könnte. Die Breccie enthält bis kopfgroße Quarzgerölle und eckige Phyllitbrocken, die am ehesten vom nahen Untergrunde her bezogen werden können. Gegen O und W schwellen die Griffener Schichten wieder zu ihrer normalen Mächtigkeit an.

Werfener Schichten

Nur ein Viertel bis ein Fünftel des Schichtpaketes der unteren Trias fällt den charakteristischen Werfener Schiefen zu, die demnach kaum 40 m Mächtigkeit erreichen. Feine Tonschiefer mit glimmerigen Lagen mit Glimmersandsteinen erreichen am Hang NNW „Stuber“, S vom Sattel nach Eis eine größere Mächtigkeit. Auf dem steilen Waldpfad gegen N in zirka 500 m Höhe gelang es, in den Tonschiefern Abdrücke von *Myophoria costata* Zenk. (Bestimmung durch Prof. Dr. H. Zapfe) und Steinkerne von Pflanzenstengeln zu finden, die sich trotz der mühevollen Untersuchung von Frau Prof. Dr. E. Hofmann nicht näher bestimmen ließen.

Weiter im O treten die tonigen Schichten mehr zurück und werden durch rostige, glimmerige Sandsteine verdrängt. Bei Steinitz (recte Sternitz) erreichen die tonigen Lagen wieder größere Verbreitung. Im steilen Hohlweg NNW Sternitz sind die Tonschiefer gut aufgeschlossen und enthalten faust- bis zweikopfgroße gut gerundete Knollen eines dunkelgrau bis grünblauen dichten Kalkes. In gleicher Weise sind 30—40 cm lange, unförmige Knollen glimmerigen Sandsteines in die stark tektonisch beanspruchten Tone gebettet. Es könnte sich um konkretionäre Bildungen während der Sedimentation oder Diagenese in gleicher Weise handeln, wie um tektonische Zerreißen und Einwicklung in plastischeren Tonschiefern von ehemals einheitlichen dünnen, härteren Gesteinsbänken.

Jedenfalls gehören die Schichten noch dem Werfener Schiefer an, da Höfer von dieser Lokalität *Myophoria ovata* angibt.

Knapp SO vom Sattel, O Kasparstein, sind die Tonschiefer und Sandsteine glimmerarmen dünn- bis dickbankigen rostigen Quarziten gewichen, die kaum 15 m mächtig werden und nur unbestimmbare Bivalvenabdrücke geliefert haben. Von der Mulde weiter gegen OSO auf dem Rücken nördlich vom Sattel zirka 600 m südlich K. 751 m trifft man wieder auf die normalen glimmerigen Sandsteine, aus denen Prof. Dr. H. Zapfe folgende Fauna aus Steinkernen beschreiben konnte:

Pseudomonotis (Eumorphotis) venetiana Hauer

Pseudomonotis (Eumorphotis) inaequicostata Benecke

Gervilleia sp.

Außerdem konnte ich Steinkerne mit inkohlten Hüllen von Pflanzenstengeln, analog derselben von nördlich „Stuber“, finden, die Frau Professor Dr. E. Hofmann unter größtem Vorbehalt als

?? *Equisetites*

zu bezeichnen wagte. Nach der freundlichen Auskunft von Frau Professor Dr. E. Hofmann sind die Stengeln bereits im abgerollten Zustand eingebettet worden und befinden sich auf allochthoner Lagerstätte, weshalb die Strukturen eine solche Zerstörung erlitten haben, daß keine organischen Reste erhalten blieben; die tektonische Beanspruchung wirkte noch weiter in dieser Richtung. Leider ließen die verkohlten Reste keine organischen Strukturen mehr erkennen. An einem Stengelabdruck waren noch mehrere zarte Narben undeutlich zu sehen.

Die Art der Zerquetschung der Steinkerne läßt darauf schließen, daß ursprünglich fast kreisrunde Zylinder als Pflanzenstengel vorgelegen haben, die im Sandstein zu Ellipsen im Verhältnis 16 : 6.3 mm des Querschnittes (120 mm Länge) umgeformt wurden; im Tonschiefer blieben nur dünne „Blätter“ im Querschnittsverhältnis 18 : 1.5 mm (105 mm Länge) erhalten; die Verkürzung des Querschnittes beträgt daher von zirka 1 : 2.5 bis 1 : 12. Ob sich hieraus ein Minimum der tektonischen Beanspruchung errechnen ließe, erscheint noch fraglich. Qualitativ läßt sich jedoch daraus entnehmen, daß die Bewegung der Gesteinsmassen über das Ausmaß einer normalen Aufrichtung rein vertikaler Tendenz bedeutend hinausgegangen sein muß und horizontale Beanspruchungen die schichtigen Gesteine durchbewegt haben, wie die beigegebenen Profile 1—5 (Tafel IV) es darstellen.

Aus den erhaltenen bestimmbaren Fossilresten ist der sichere stratigraphische Nachweis der Campiler Schichten des oberen Skyth erbracht, so wie im nordwestlichen Gegenflügel der Griffener Trias (9) und wie es bereits Höfer (23) erkannte. Daraus ergibt sich wieder die Möglichkeit, die Griffener Schichten insgesamt in das untere Skyth einzuordnen und in ihrem Auftreten keine Notwendigkeit zu ersehen, ein permisches Alter „Grödener Sandstein“ anzunehmen.

Anisische Stufe

Im Hangenden der Werfener Schichten ist gegen den unteren Dolomit häufig eine nur wenige Meter mächtige Rauhacke verbreitet (23).

Hiebei seien einige Bemerkungen zur Rauhackebildung angefügt: In Anlehnung an ähnliche Vorkommen in den Nördlichen Kalkalpen, die

mir gut bekannt sind (6), vertrete ich die Auffassung, daß diese Rauh-wackenbildung überall dort auftritt, wo aggressive Wässer (des Untergrundes) die Kalke und Dolomite angegriffen haben und hiedurch Lösungserscheinungen hervorrufen, die parallel mit den Schichten, die aggressive Wässer bergen, verlaufen. Vor allem die gipsführenden Horizonte der Werfener und Raibler Schichten sind dafür heranzuziehen. Dadurch wird ein einem stratigraphischen Niveau ähnlicher Horizont erzeugt, der sich gegen weitere Angriffe von Seiten der Tektonik und Metamorphose her sehr widerstandsfähig erweist.

Unabhängig von diesem Vorgang gibt es eine tektonische Rauh-wacken-entstehung durch Lösungsvorgänge an tektonischen Zerreibungszonen. Diese zu zelligen Rauh-wackenbildungen führenden Lösungsumsätze treten überall dort auf, wo vor allem Dolomite in eine kataklastische Bewegungsart einbezogen werden. Dies geht so weit, daß auch altkristalline dolomitische Marmore an der Hangendgrenze zum Glimmergneis mit Rauh-wackenbildung reagierten, wie ich 1947 an dem mächtigen Dolomitmarmor des Frisach-grabens O Gemmersdorf i. L. beobachten konnte.

Wesentlich verschieden von dieser Art Rauh-wackenbildung ist die Bezeichnung „Rauh-wacke“ für zellige Feinbreccien, wie sie in den Tauern und in den Schweizer Alpen als echt sedimentärer stratigraphischer Horizont auftreten, wobei nachträgliche Lösungserscheinungen selektiver Art eine äußere Ähnlichkeit mit den vorher erwähnten Gesteinen herbeiführen können.

Lösungsumsätze an anderen Gesteinen können auch zu ähnlichen Gebilden führen, wobei ebenfalls ein zelliges Gerüst geringer zerstörter Substanz zurückbleibt. So fand ich 1947 im Hohlweg östlich Mausoleum, OSO Wolfsberg, einen total zertrümmerten Pegmatit, bei dem wegen späterer Lösungsumsätze nur das „Quarzskelett“ zurückblieb, wie man es sonst von Zellendolomiten und Rauh-wacken her kennt.

Die Rauh-wacken gehen in dunkelviolette, feinschichtige, dünnbankige Dolomite über, die bis zu 25 m Mächtigkeit erreichen können. Beide Gesteinskomplexe werden in die anisische Stufe gestellt. Immerhin wäre es möglich, auch noch den unteren Teil der Dolomite zu den Werfener Schichten ins Skyth zu stellen, da ein Aufschluß am Weg zu Steinitz (östlich Kasparstein) eine Wechsellagerung dieser Dolomite von 1—2 dm Dicke mit glimmerigen Tonschiefern in wenigen Zentimeter Stärke zeigt. Die starke tektonische Beanspruchung beider Gesteine läßt die Möglichkeit offen, daß es sich hier auch um einen lokalen Ausnahmefall einer tektonischen Mischung von Werfener Schiefer mit dem hangenden Dolomit handeln könnte, wobei der mobilere Tonschiefer diese größeren Schichtfugen des gebankten Dolomites eingequetscht wurden. Dreger (16) gibt dem Fund Lipolds (1854, 34, 35) von drei Bruchstücken von *Ptychites* cf. *Studeri* Hauer aus einer „sandig-mergeligen“ Einlagerung des Dolomites am östlichen Gebänge des Kasparsteines an. Diese Angabe könnte auf diese oder eine benachbarte Stelle zutreffen, womit das anisische Alter dennoch fossilmäßig belegt wäre.

Sowohl Höfer (23) wie auch H. Beck (5) geben SO vom Kasparstein Kalke an, die dem Gutensteiner Niveau entsprechen sollen. Meine Suche nach dunklen Kalken war jedoch vergeblich und stets traf ich nur bestenfalls die feinschichtigen Bänderdolomite im Hangenden der Rauh-wacken an.

Ladinische Stufe

Ohne scharfe Grenze gegen den liegenden Dolomit, öfters seitlich in diesen übergehend, löst ein dunkel- bis hellgrauer Dolomit die liegende Schichtfolge ab. Manchmal grenzt er direkt an den Werfener Schiefer, doch meist ist dann die Grenze durch ausgedehnte Schutthalden und Bergsturzmassen verdeckt. Der Dolomit ist vorwiegend massig, meist kaum geschichtet, grob- bis feinstückig zerbrechend und wird oftmals gegen das Hangende zu lichter. Die Mächtigkeit wurde bereits von Höfer auf über 200 m geschätzt. H. Beck versuchte dieses Gestein in einen unteren „zuckerkörnigen Dolomit“ und eine „Dolomitfazies der ladinischen Stufe“ zu unterteilen (5), doch konnte ich keine Möglichkeit einer solchen weiteren Untergliederung dieses Dolomites finden, der den Hauptkamm der St. Pauler Trias bildet. Man kann zwar rein theoretisch die Grenze zwischen Anis und Ladin in dieses Gestein hineinverlegen, was jedoch durch Fossilfunde belegt werden müßte, besonders dann, wenn man in der Legende „Hornsteinkalke (Wengener Schichten) und Plattenkalke (St. Pauler Berge)“ noch in bestimmter Folge dazwischenstellt, welche Einordnung im Gegensatz zur Kartendarstellung (5) steht.

Dieses mächtige Dolomitpaket geht im Hangenden in verschiedene Gesteine über, die sich teilweise gegenseitig vertreten können:

- a) Im Gipfelgebiet des Koncibergeres (K. 842 m), wird der Dolomit vom massigen hellen Riffkalk mit undeutlichen Fossilresten (Kalkalgenkrusten?) ersetzt, die weiter gegen NNO ziehen und ihrerseits in dunkle Plattenkalke (auf dem Rücken W K. 707 m), im NO in helle dünn-schichtige Dolomite übergehen. Die maximale Mächtigkeit der Riffkalke wird 80—100 m betragen. Man kann diesen massigen Kalk mit dem Wettersteinkalk der Nordalpen vergleichen.
- b) In den meisten Fällen wird der umgeschichtete Dolomit durch einen 10—20 m mächtigen dünnbankigen dunkel bis hellgrauen Dolomit abgelöst, in dem die Lagerungsverhältnisse gut ablesbar sind.
- c) Der unter a) erwähnte dunkle dichte Plattenkalk tritt grobbankig dolomitisch noch S St. Martin auf. W Weißegger und W St. Josef, O vom Sattel, schalten sich \pm dünnbankige, dunkle, dichte, grau- bis blaugraue Plattenkalke ein, die höchstens (W Weißegger) 20 m Mächtigkeit erreichen. Bestimmbare Fossilien wurden in allen drei Gesteinsabarten nicht gefunden.

Der große Kalkklotz der Ruine Rabenstein, dessen isolierte Stellung keinen Anhaltspunkt für die stratigraphische Einordnung gibt, besitzt im NO-Teil eine Anhäufung von Kalkalgen. Die häufigen Schnitte durch die Kalkalgen konnten von Dr. E. Kamptner einwandfrei als

Teutloporella herculea Stopp.

in Dünnschliffen bestimmt werden. Für die zahlreichen Schnitte durch Foraminiferen, Muschel- und Brachiopodenbrut ergaben sich keine weiteren Bestimmungsmöglichkeiten. *Teutloporella herculea* Stopp. kommt nach Pia (39) fast ausschließlich im Ladin vor, womit die stratigraphische Stellung in das Liegende der Halobien-schiefer sichergestellt ist.

Abgeschlossen wird die ladinische Schichtfolge durch Hornsteiplattenkalke, die 8—30 m mächtig werden können. W St. Josef, NW Weißegger und im Graberl gegen S südlich der Ruine Rabenstein, sind die

Gesteine sehr gut aufgeschlossen. Wo sie in der normalen stratigraphischen Folge fehlen, sind sie stets tektonisch abgequetscht, oder reduziert, wie im Graberl N Johannesberg (Profil 1, Tafel IV). In der normalen Entwicklung entstehen sie aus den liegenden Plattenkalken oder plattigen Dolomiten, in denen erst unförmige Kieselknollen von Zentimeter- bis Dezimeter-Größe auftreten, dann nehmen die Hornsteinknollen mit den immer dünnbankigeren Kalken auch stets dünnere Lagen ein, wobei die Gesteine auch toniger werden. Die Hornsteine passen sich bei zunehmender Bankung dieser an und werden so zu immer dünneren Fladen. Am Waldrand N Weißegger konnte ich auch rotbraune gebänderte Hornsteine entdecken mit einer rhythmischen Bänderung im Abstand von 3 bis 5 mm. In den dünnsten Platten des Kalkmergels konnte ich keine Hornsteine mehr finden; auch setzen sie in der Schichtfolge öfters unregelmäßig aus.

Auf dem Rücken zirka 350 m SW vom Sattel, W St. Josef, fand ich Lesesteine von Hornsteinbreccien¹⁾ im mergeligen Bindemittel mit Crinoidenbruchstücken. Die Entstehung dieser Breccie ist auf eine lokale Erosionsphase im seichten Meeresschlick zurückzuführen. Darauf weisen auch unregelmäßige Trockenrisse, die man gelegentlich auf den Schichtflächen entdecken kann, hin. Südwestlich St. Martin und weiter gegen W wird diese Schichte vermutlich ganz von dem hellen Dolomit der westlichen St. Pauler Berge eingenommen. Da mir aus diesem Gebiet keine Halobianschiefer bekannt sind, ist die stratigraphische Abfolge schwer gliederbar.

Fossilfunde wurden in dieser Schichtfolge an mehreren Stellen gemacht:

1. 600 m NO Weißegger, am Weg S vom Graberl: Crinoidenstielglieder, Bruchstücke.

2. Nach H. Beck (2) in dem steilen Graben zwischen Kasparstein und Konciberg in etwa 600 m Höhe; dieser Fundpunkt konnte wieder aufgefunden werden (siehe unten).

3. Auf dem steilen Pfad von St. Paul zum Johannesberg im Wald in etwa 480 m.

4. Auf dem Rücken 350 m SW vom Sattel, W St. Josef (siehe oben „Hornsteinbreccie“).

Nördlich dieses Fundpunktes liegt ein kleiner Acker, von dem die Lesesteine zur Beschotterung der Wege im N auf den Halobianschiefern verwendet werden. Unter diesen Lesesteinen, die von dem Rücken stammen, konnten zahlreiche Platten mit Daonellen gefunden werden. Vermutlich stammte Höfers (23) „*Halobia Charlyana* Mojs. am Nordfuß des Josefberges“ auch von einem Lesestein aus einem dieser Hohlwege, der in die Halobianschiefer einschneidet, weshalb Höfer den Fund als den Schiefen entstammend ableitete.

Herr Bergrat Dr. H. Beck hatte die Freundlichkeit, mir seine Funde (Punkt 2) zu überlassen, die dem typischen Hornsteinplattenkalk entsprechen (2, 5). Die Schichten sind dort etwas weiter gebankt, wie dieselben im Osten.

¹⁾ Den ersten Hinweis auf die Fundstelle verdanke ich Frl. H. David der Gutsverwaltung Dr. G. Schütte.

Herr Prof. Dr. H. Zapfe berichtet folgendes über die verschiedenen Funde:

„Halobiidenreste usw. aus den St. Pauler Bergen. 500 m W Josefsberg, 600 m SO Johannesberg: Es liegen mehrere Platten vor, die mit kleinen Halobiiden überstreut sind. Diese bilden offenbar ein Pflaster, wie es für Flachseeablagerungen als kennzeichnend gilt. Es handelt sich um verhältnismäßig kleine Schalen, zum Teil um die kleinen konzentrisch berippten, frühjuvenilen Stadien. Auch die größeren Stücke sind noch als Jugendformen zu bezeichnen. Es liege in diesem Umstand eine besondere Schwierigkeit für die Bestimmung, obwohl einzelne Exemplare gut erhalten sind. Hinderlich ist auch die Tatsache, daß in der grundlegenden Monographie von Kittl (33) nie genau festgehalten ist, ob die abgebildeten Skulpturen der einzelnen Formen von Steinkernen, Schalenexemplaren oder Skulptursteinkernen stammen. Es besteht die Möglichkeit, daß in der Erhaltung begründete Unterschiede auch für die Aufstellung von Arten mitbestimmend gewesen sein können.

Die auf den Platten liegenden Halobiiden, etwa sechs annähernd vollständige Schalen haben querovalen Umriß. Ein Halobienohr ist nirgends zu erkennen, so daß die Zugehörung zur Gattung *Daonella* mit Sicherheit gefolgert werden kann. Auf dem am besten erhaltenen Stück, das als Schalenexemplar allerdings nur von der Innenseite bloßgelegt ist, reicht die ziemlich feine radiale Berippung auf beiden Seiten des Wirbels nicht ganz bis an den geraden Schloßrand und läßt ein schmales, glattes Dreiecksfeld frei. Dieses ist besonders am Hinterende des Schloßrandes deutlich ausgebildet. Bei den weniger gut erhaltenen übrigen Stücken reicht die Berippung am Vorderende bis an den Schloßrand und ein glattes Feld scheint nur am Hinterende desselben stets vorhanden zu sein. Bei einigen Exemplaren wird die Berippung von stärkeren konzentrischen Zuwachsstreifen gekreuzt.

Die Schalenlänge beträgt 18—24 mm, die Höhe etwa 12—18 mm. Für den Vergleich dieses Materials standen die gesamten Originale von Kittl (33) oder Gipsabgüsse von diesen zur Verfügung. Ein eingehender Vergleich der obigen Stücke zeigt, daß diese in die Verwandtschaft der *Daonella tyrolensis* Mojs. gehören. Diese umfaßt eine Reihe von zum Teil sehr nahe verwandten Arten, die vielfach durch Übergänge verbunden sind. Es gilt das z. B. für die Arten *D. tyrolensis*, *D. badiotica*, *D. arzelensis*, *D. indica*. Eine Identifizierung mit einer dieser Arten scheint nicht zweckmäßig, da das vorliegende Material nur Jugendformen umfaßt. Der mehr querovale Schalenumriß der jugendlichen Individuen von *D. tyrolensis* wird von Kittl (33, S. 45) betont. Ebenso erklärt dieser Autor das Fehlen der Berippung auf den Dreiecksfeldern als ein wechselndes Merkmal, dem keine entscheidende systematische Bedeutung innerhalb dieser Gruppe zukommt. Ein glattes hinteres Dreiecksfeld findet sich regelmäßig bei *D. arzelensis*. Die Übereinstimmung des vorliegenden Materials mit den Arten der *D. tyrolensis*-Gruppe zeigt sich beim Vergleich der Materialien besser als dies an Hand der Abbildungen zu erkennen ist. Von *D. pichleri*, mit der eine oberflächliche Ähnlichkeit vorhanden ist, sind die entsprechenden Jugendformen gut belegt und gestatten keinen näheren Vergleich mit den vorliegenden Daonellen. Diese sind daher aus den oben ausgeführten Gründen nur bestimmbar als *Daonella cf. tyrolensis* Mojs.

Lokalität zirka 400 m W Josefsberg: Auf der Schichtfläche eines dunklen Kalkes liegen mehrere Bruchstücke fein gerippter Halobiiden, die infolge ihres fragmentären Erhaltungszustandes keine nähere Bestimmung gestatten. Man wird an Formen, wie *D. taramellii* Mojs. denken dürfen. Sie können aber nur bestimmt werden als *Daonella* sp. *indet.*

St. Pauler Berge, Nordhang des Kasbauersteins (Kasparstein) gegen St. Martin, knapp unter 600 m Höhe; Col. H. Beck, 10. Oktober 1927: „Auf einer dicken Platte dunkelgrauen kieseligen Kalkes liegen auf beiden Schichtflächen Reste großer Halobiiden. Soweit erkennbar, hatten die kreisförmigen bis hochovalen Schalen einen Durchmesser von etwa 55 mm. In der Berippung sind, besonders im mittleren Teil der Schale, feinere Rippen (1—2) zwischengeschaltet. Auf einer Seite der Platte sind die schlecht erhaltenen gewölbten Oberseiten der Schalen pflasterartig angeordnet (Schichtenoberseite?). Auf der anderen Seite ist ein gut erhaltenes Schalenfragment von innen zu sehen. Es erklären sich aus dieser Lagerung Unterschiede in der Berippung. Auch diese großen Daonellen gehören mit großer Wahrscheinlichkeit dem Formkreis der *D. tyrolensis* an. Auch H. Beck hat auf diese Ähnlichkeit schon seinerzeit in der Etikettierung dieser Stücke hingewiesen. Eine nähere Bestimmung verbietet der Erhaltungszustand. Es handelt sich um Schalenreste adulter Individuen. Sie sind zu bezeichnen als *Daonella* cf. *tyrolensis* Mojs.

In stratigraphischer Hinsicht ist bereits die Erkenntnis wertvoll, daß es sich um Angehörige des Genus *Daonella* handelt. Obwohl *Daonella* bis in die Obertrias (Nor) reicht, hat sie doch im Ladin weitaus ihre Hauptverbreitung und entwickelt dort den größten Artenreichtum. Der Formkreis der *D. tyrolensis* ist vor allem aus dem Wettersteinkalk der Nordalpen bekannt, tritt aber auch im Ladin der Südalpen, Ungarns usw. auf. Man wird daher aus dem Vorkommen dieser Daonellen auf ladinisches Alter der Fundschicht schließen dürfen, wobei die Lagerungsverhältnisse vielleicht einen Hinweis auf das genauere Niveau geben können.“

Da man die liegenden Dolomite und Kalke zum größten Teil auch der ladinischen Stufe zurechnen darf, wird man die Hornsteinkalke in das obere Ladin aus stratigraphischen Gründen genauer einstufen.

Der Verband der Hornsteinkalke mit den liegenden Dolomiten ist ein wichtiges Kennzeichen für die isolierten Dolomitlinsen südlich St. Paul, die in keiner Beziehung mit dem Werfener Schiefer stehen. Hiedurch ist es auch stratigraphisch möglich, diese Vorkommen der mittleren Trias zuzuordnen, wie dies bereits von H. Beck teilweise durchgeführt wurde (5).

Die obere Trias

Halobienschiefer

Über den Hornsteinkalken folgen stets die schwarzen, griffeligen Tonmergelschiefer, die der wichtigste Leithorizont in der Triasschichtfolge sind. Ihr Alter ist eher aus den Vergleichen mit den westlich anschließenden Triasgebieten zu gewinnen als aus den Fossilresten der Schiefer selbst. Schlammversuche von verschiedenen Stellen haben stets negative Ergebnisse gezeigt. Dieses sehr gleichförmig aufgebaute Schichtpaket kann normalerweise bis etwa 80 m mächtig (23) werden und kriecht in alle tektonischen

Winkel als plastische Masse herein (z. B. N Kasparstein). NW bis SW vom Sattel W Josefsberg, kam es zu einer überdimensionierten Anschoppung der Schiefer, während sie zwischen den Kalken bzw. Dolomiten der Mittel- und Obertrias (N Johannesberg) bis auf wenige Meter ausgequetscht sein können.

Höfers (23) Bactryllienfunde konnte ich nicht bestätigen.

Etwa 150 m SO vom Rabenhof gelang es, mehrere ein bis zwei Meter mächtige dunkelgraue kalkige Linsen aufzufinden, die unregelmäßige, mehr diffuse Verkieselungen aufweisen. In diesen Linsen ließen sich aus den etwas angewitterten Teilen einige Fossilien herausklopfen, die Herr Prof. Dr. H. Zapfe bestimmte:

„Die sehr kleine Bivalve gestattet keine nähere Bestimmung als Pteriidae indet. Stratigraphische Schlüsse sind aus dem unvollkommen erhaltenen, vielleicht jugendlichen Stück nicht abzuleiten. Es wäre nur zu bemerken, daß im Karinth verschiedene kleine Pteriiden vorkommen.

Pecten subalaternicostatus Bittner

Pecten au *Lima* sp.

und verschiedene kleine glattschalige Brachiopoden, die keine nähere Bestimmung zuließen.“ Bei den Bivalven handelt es sich um Skulptursteinkerne. *Pecten subalaternicostatus* Bittner ist aus der karnischen Stufe des Plattenseegebietes bekannt. Vielleicht könnten neuerliche Aufsammlungen den Faunenstand vergrößern und eine sichere stratigraphische Zuordnung ermöglichen.

Die Verkieselung ist verschieden von den Hornsteinknollenbildungen im Plattenkalk. Hier sind die kieseligen Partien ungleichmäßig verteilt und nicht an bestimmten Stellen zusammengeballt.

Obertriadische Kalke und Dolomite

Besondere Aufmerksamkeit wurde den Kalk- und Dolomitgebieten zwischen Ruine Rabenstein und dem Johannesberg gewidmet, die auf der Kuppe des „Vogeltenn“ ihre höchste Erhebung erreichen. Die Frage nach dem Vorhandensein einer kalkigen Obertrias hat Höfer (23) bereits gestellt und einem paläontologischen Befund das letzte Urteil überlassen. Nach seinem Profil und weiteren Bemerkungen (23, S. 476 f.) sah er in den Dolomiten direkt südöstlich St. Paul Vertreter des Hauptdolomites. Da jedoch, wie oben gezeigt wurde, gerade diese Dolomite in stratigraphischem Verbande im Liegenden der ladinischen Hornsteinkalke auftreten, fallen Höfers Deutungen dieser Vorkommen als „Hauptdolomit“ weg (16). Hinsichtlich der Darstellung H. Becks von diesen Gesteinen verweise ich auf meine Bemerkungen in meiner Arbeit über die Griffener Trias (9, S. 138, Fußnote). Dreger (16) fand in den Kalken W Johannesberg *Cidaris*-Stacheln und läßt die Schichtfolge der St. Pauler Berge mit diesen als *Cardita*-Schichten mit *Halobien*schiefern schließen.

Dreierlei Gesteinstypen fallen nach ihrer stratigraphischen und tektonischen Stellung in eine mögliche Einreihung in die obere Trias:

- a) die massigen, hell- bis dunkelgrauen Kalke des Vogeltenn, die H. Beck (5) mit dem Dachsteinkalk der Karawanken gleichsetzte;

- b) die dunkelgrauen, gebankten Kalke, die H. Beck (5) nach Dreger (16) mit den Halobienschiefern vermutlich als Carditaschichten vereinte.
 c) Dolomite bei der Kapelle Johannesberg und NO Rabenhof, die direkt an die unter b) beschriebenen Kalke anschließen¹⁾.

NO Vogelteinn sind die Übergänge des massigen „Riffkalkes“ (5) in die gebankten Kalke gut zu beobachten; während die hellen Dolomite, die feingrusig zerfallen, und teilweise gut gebankt sind (NO Rabenhof), ohne Übergang an die Kalke grenzen. Hornsteinlagen sind mir aus allen diesen Gesteinen nicht bekannt geworden.

Die Lagerungsverhältnisse ließen auch eine mögliche Einreihung in die mittlere Trias zu, wobei allerdings ein bedeutend stärkeres Ausmaß der Verschuppung und Abscherung der Härtlinge anzunehmen wäre, als es die Stellung in der Obertrias erforderte. Die Plattenkalke im Liegenden des Hornsteinkalkes konnte ich nämlich petrographisch nicht von den dünnbankigeren Kalken SO Johannesberg unterscheiden.

Bereits der Vergleich der gebankten Kalke mit dem Cidariskalk im Wambachergraben (9, 16) im Hangenden der Halobienschiefer stellte einen Versuch der Einreihung dieser Kalke in die Obertrias dar. Da jedoch in den St. Pauler Bergen nur undeutliche Querschnitte von Crinoidenstielgliedern und keine weiteren Echinodermen oder sonstigen Fossilien von mir gefunden wurden, hinkte der Vergleich sehr (16). Um so wichtiger war der Fund, der am Übergang des massigen dunklen „Riffkalkes“ zur schwach gebankten Fazies gemacht wurde und der von Herrn Prof. Dr. H. Zapfe eingehend untersucht wurde:

„Megalodontide indet. mit sehr stark eingerolltem Wirbel. Die Bestimmung des unvollständigen Steinkernes einer einzelnen Klappe ohne Schloßapparat ist nicht mit Sicherheit möglich. Die starke Einrollung erinnert sehr an *Conocardia* aus dem Karinth. Es besitzt dieser Steinkern auch ohne genaue Bestimmung einen gewissen stratigraphischen Wert. Mehr als 90% aller Megalodontiden entstammen der Obertrias. Die wenigen bisher aus der Mitteltrias (besonders Ladin) bekannten Megalodontiden haben keine Ähnlichkeit mit dem vorliegenden Steinkern. Dieser deutet daher mit großer Wahrscheinlichkeit auf obertriadisches Alter dieser Kalke.“

Ein weiterer Steinkern aus demselben Block war zu dürftig erhalten, um die obige Untersuchung zu unterstützen.

Aus allen diesen Befunden habe ich den Schluß gezogen, diese Kalke und die oben erwähnten Dolomite als Hangendes der Halobienschiefer aufzufassen und in die Obertrias zu stellen, wie aus den Profilen I und 3 (Tafel IV) hervorgeht.

In den Dolomiten dieser Schichtgruppe könnte man auch bereits eine Vertretung des Hauptdolomites sehen, doch ist das norische Alter erst zu beweisen und die Lagerungsverhältnisse zu undurchsichtig, um auf andere Weise die stratigraphische Stellung zu klären. Am sichersten erscheint es mir, diese zirka 80—120 m mächtigen Ablagerungen insgesamt noch in die höhere karnische Stufe zu stellen, etwa dem Opponitzer Kalk der Nördlichen Kalkalpen vergleichbar.

¹⁾ Auf der geologischen Karte des Bezirkes Wolfsberg 1:100.000 (P. Beck-Mannagetta in R. Wurzer: Planungsatlas Lavanttal) konnte eine Gliederung der Kalke in Ober- und Mitteltrias nicht mehr durchgeführt werden und mußten insgesamt in die Mitteltrias gestellt werden.

Die Mächtigkeiten der triadischen Schichtfolge werden in folgender Übersicht zusammengestellt:

Tabelle:

Riffkalk, Obertrias (Karn?)	120 m
Dolomit, Obertrias (Karn?, Nor?)	zirka 30— 40 m
Plattenkalk, Obertrias (Karn?)	zirka 40— 80 m
Halobienchiefer, Karn	20— 80 m
Wetterstein-Riffkalk	} Ladin	80—100 m
Hornsteinplattenkalk		
Plattenkalk, ladinisch		
Oberer Dolomit, ladinisch	10— 20 m
Dolomit, massig (Anis-Ladin)	200 m
Unterer Dolomit, anisich	0— 25 m
Rauhwanke, anisich	0— 5 m
Werfener Schichten	} Skyth	10— 40 m
Griffener Schichten		
	4—150 m

Gosau

Unbefriedigend verliefen die Untersuchungen in den Kreideablagerungen der St. Pauler Berge. Die Mergelkalke und Kalkmergel (5, 24) — auch die dünn-schichtigen — ergaben beim Schlämmen bisher keine Mikrofauna und ließen sich nicht vollständig aufbereiten, obwohl Schalenreste von Makrofossilien zu erkennen waren. Die polygenen Breccien und Konglomerate stammen von der basalen Trias und nur selten sind Schiefer, häufiger Quarzgerölle zu finden (24). Meine Suche nach Jurageröllen blieb erfolglos. Die stärksten Geröllanhäufungen findet man auf dem Westhang des Rainkogels, O Gärtnerkogel und W Rabenstein. Sehr bezeichnend ist vor allem bei letzterem Vorkommen zu beobachten, wie von dem massierten Haufen gegen N und W immer feinkörniger werdende Schotter und Schuttstreifen in die Mergelschichten etappenweise abgegeben werden, die sich in diesen verlieren. Als Härtingsrippen sind diese Lagen auch auf dem Herzogberg zu verfolgen. Besonders wichtig erachte ich die Feststellung Kahlers (24), daß Untertriasgerölle bis auf ein fragliches Vorkommen im ganzen Bereich fehlen. Die neueren Aufnahmen konnten nämlich im Gegensatz zu H. Beck's (5) Darstellung zeigen, daß auch die Gosau im Sattel von Eis nicht mit den Werfener und Griffener Schichten in Berührung kommt. Gosaugerölle innerhalb der Gosau sind aus der oben gegebenen Schilderung ohne weiteres deutbar, ohne daß man deshalb auf größere altersmäßige Differenzen zu schließen brauche.

Das „Untertrias“-Vorkommen NO des Rainkogels (2, 5) halte ich für eine südöstliche Fortsetzung der südlichen Granitztaler Schichten; sonst konnte ich im weiteren Umkreis nur ausgedehnten Gehängeschutt der Gosaubreccien feststellen.

N des Koncibergeres und des Kasparsteines ist Gosau nur am untersten Nordabsatz in unbedeutenden Resten vorhanden, während der mittel-triadische Dolomit den größten Teil der Fläche einnimmt.

Zu einer genauen Alterseinstufung der St. Pauler Gosau innerhalb der Oberkreide ist es bisher deshalb nicht gekommen, da die Fossilfundpunkte

nicht genau bekannt und ihr Inhalt nicht bestimmt wurde. Nach den von mir gemachten aufnahmegeologischen Erfahrungen scheint es sich um einen stratigraphisch nicht weiter gliederbaren Komplex zu handeln. Meine Suche nach Großforaminiferen (Orbitoiden), durch die eine eindeutige Einstufung am ehesten zu erwarten wäre (24, 38), war vergeblich. Aus dem Steinbruch Unter Rainz, W Rainkogel, wurden während und nach dem Kriege häufig große Hippuriten (16) und Radioliten, seltener Korallen, gefunden. Die in die Mergelkalke weiterziehenden Feinbreccien bestehen größtenteils aus Bruchstücken und Hippuriten und Fossilgrus. Östlich vom Acker S Weinberger, zirka 600 m S K. 533 m Weinberg, wittern häufig gut erhaltene Korallen und kleinere Hippuriten aus der lehmigen Erde aus. Wenige Zentimeter weiter südlich sind in den anstehenden schwarzen Kalkmergeln auf dem Weg Austern-Bruchstücke zu finden. 40 m SO der Kalvarienkapelle K. 440 m, SW Herzogberg, tritt

Gryphaea cf. *vesicularis* Lamm. (Bestimmung durch Herrn Professor Dr. H. Zapfe)

gehäuft in hellen Kalkmergeln auf, die sich an den Gosau-Riffkalk unter der Kapelle anschließen. Leider ließ sich diese so typische Fazies nirgends mehr vorfinden (SO Weinberger?).

Auf dem Gärtnerkogel ist der liegende Dolomit derart von der Gosau aufgearbeitet worden, daß es schwerfällt, eine Grenze zwischen Dolomit und Gosau makroskopisch zu finden. Sichtbare Glimmerblättchen fehlen den Gosausedimenten durchwegs.

Tektonik

Hat die Schichtfolge der St. Pauler Berge einige Bereicherung erfahren, so sind durch die detaillierte Neuaufnahme in tektonischer Hinsicht wesentliche Ergebnisse entstanden, die in den Profilen zur Karte zu ersehen sind (Tafel IV): Am einfachsten ist dies durch die Profile 1 als Querprofil und 3 als Längsschnitt erläutert:

Der Querschnitt stellt eine Mulde dar, in der vor allem die mittel-triadischen Dolomite Späne in den leichtbeweglichen ladinisch-karnischen Grenzhorizont entsenden. Die Obertrias ist nicht in die Verschuppung in der N—S-Richtung mit einbezogen worden, soweit dies trotz der Lehm- und Gosaubedeckung erkennbar ist. Die Brüche führen zu keinen bedeutenden vertikalen Verstellungen. Die Untertrias im S kommt im N nicht mehr zum Vorschein und die Bewegungsintensität scheint von S gegen N zuzunehmen.

Im Längsschnitt überrascht die lebhafte Bewegung im Vergleich zum einfachen Schnitt des Querprofiles. Eine Steigerung der Tektonik findet eher gegen O zu statt, wo die Faltungshöhe und Verstellung einige hundert Meter Ausmaß erreichen.

Auf der Karte (Tafel IV) kommt der asymmetrische Bau noch besser zum Ausdruck: Der scheinbar ruhige O—W-Zug der Trias wird im O plötzlich durch die kräftige Antiklinale an der Lavant in die N—S-Richtung abgedrängt, wobei die parallel zur Antiklinale verlaufenden Brüche diese Struktur noch betonen. Die beweglichen Tonschiefer und starren Kalk-Dolomitklötze mußten sich dem Kräftespiel dieser beiden Faktoren unterordnen oder ausweichen, wie vor allem die Längsschnitte zeigen (Profil 3—5).

So entstand eine Vergitterung im Streichen aus NW- und NO-Elementen, wie sie schon von Kieslinger (29, 30) und H. Beck (2, 3) vor allem im südlichen Phyllitgebiet dargestellt wurde. Diese auffallende Vergitterung ergreift in gleicher Weise die Trias und in geringerem Ausmaße noch die Gosau, die dem vor allem N—S erstreckten Bauplan der Antiklinale in lebhaften Spezialfalten zu gehorchen scheint. Der starre Dolomit reagierte durch steile, bald gegen O, bald gegen W einfallende Verwerfer, die sich gegen S in die untere Trias fortsetzen und im Phyllit vermutlich bald ausklingen. Im N verstellen sie zwar die Gosau (O Rabenhof; W Johannesberg; W Herzogberg?), aber ihr Eindringen in das Tertiär ist nicht sichergestellt (vielleicht W Herzogberg?). Stets rücken im Ostteil die östlichen Schollen weiter gegen N vor.

Andererseits wurden große Schollen aus ihrem Verband herausgeschnitten und gegeneinander so stark verstellt, daß die hangenden beweglichen Halobienchiefer und die Kalkmergel der Gosau an den Bewegungsstellen eingezwängt und ganze Schichtpakete aus- und abgequetscht wurden.

Im W wurde der Konciberg, der eine kleine Gosaukappe trägt, mit Hornsteinkalken gegen W auf die Gosau des Sattels nach Eis geschoben. Diese interessante O—W-Überschiebung hatte eine stielartige Verlängerung des Dolomites in die untere Trias zur Folge. Diese „Wurzel“ ist der Rest des ursprünglich gelagerten Dolomitklotzes (Profil 5, Kartenbeilage). Die Griffener Schichten fallen von W und O gegen diesen „Stiel“ ein. Diese „Störung“, die knapp im W durch eine echte Verwerfung ergänzt wird, war in anderem Sinne bereits H. Beck (3) bekannt. Im O wird der Block durch eine Störung begrenzt (K. 707 m), an der der östliche Block zirka 200 m gegen N versetzt wird (2).

Von diesem Block wurde nördlich des Kasparsteines ein großer Teil abgespalten, der im O durch eine Reihe von Linsen aus Halobienchiefern markiert ist. Diese weisen auf eine gegen ONO gerichtete Bewegungstendenz hin, deren Ausmaß nicht mehr erfaßbar ist, da der heutige Oberflächenschnitt nur noch den Sockel dieser Einheit erfaßt. Die Störung westlich K. 841 m (2) hängt mit der Bewegung dieser Scholle zusammen.

Gegen S werden die Beziehungen der Untertrias zu den Phylliten infolge eines steilen Durchspießens der Phyllite durch die Griffener Schichten SO Hiesbauer deutlich: eine Übereinstimmung im Streichen der Gesteine wurde herbeigeführt. Die NO-Achse konnte nur im Phyllit gemessen werden. Im Hohlweg SW Steinitz sind die gefalteten Phyllite gut aufgeschlossen. Die Achsenlagen um die SW-Richtung (210° — 240°) laufen dem Streichen der nordöstlichen Griffener und Werfener Schichten parallel. Weiter gegen S drehen die Fältelungsachsen und Striemungen in die N—S-Richtung ein, was die Griffener Schichten nicht mitmachen. Außerdem ändert sich das gegen SW gerichtete Einfallen in ein gegen N gerichtetes. Auch östlich des Grabens stimmen die Streichrichtungen von Hangend- und Liegendsschichte überein, während die Streckung (feine Fältelung) in dem Phyllit gegen NNO weist und stärker einfällt. Von einem selbständigen NW—SO-Bauplan war in diesem kleinen Abschnitt, der für weiterreichende Folgerungen zu klein ist, nichts zu finden. Die gemeinsame Überprägung von Phyllit und Untertrias kann hier als gesichert gelten.

O bis ONO des Sattels, nordöstlich Kasparstein, nimmt der Triasdolomit stark ab, um unvermittelt beim Bauer SSO „L“ Löschtal zu enden. Gegen N gibt der Dolomit einen Ast ab, der in einer gegen NO (30°) gerichteten aufrechten Falte endigt, die von den Hangenden Schichten mitgemacht wird. Hier weicht die starre Blocktektonik einem leichten Faltenwurf, der die mittlere Trias flexurähnlich wellig unter die Halobien-schiefer verschwinden läßt. Das Ausmaß der Bewegung ist in dem wiederholten steilen Aufragen der Hornsteinkalke und dem kleinen Dolomit-Schubspan NO Weißegger und der Überkipfung der Hornsteinkalke weiter NO zu erkennen (Profil 4).

Weiter gegen N sind die Einheiten in verschiedene \pm selbständige Schollen aufgelöst. Teils bestehen sie aus Obertrias (Vogeltemn), teils aus Mitteltrias (Rabenstein usw.). Von dem isolierten Klotz SW des Sattels W St. Josef, sind nur die oberen Teile der Antiklinale freigelegt worden, woraus man eine Abscherung im S und eine Überkipfung der Hornsteinkalke gegen NO erkennen kann, wogegen die Halobien-schiefer weiter nordöstlich stark angeschoppt erscheinen. Diese NW- bis N—S-Achse ist in den obertriadischen Plattenkalken und Dolomiten in größerem Ausmaße verbreitet und durch Verwerfungen in gleicher Richtung betont. N und NW der obertriadischen Kalk-Dolomitplatte ist die Mitteltrias nur noch in kleinere teilweise stark reduzierte Kuppen aufgelöst, von denen zwei von H. Beck (2) erwähnt werden.

- a) 700 m NNW Rabenstein, vorwiegend aus Hornsteinkalken bestehend (Profil 2),
- b) 500 m SO St. Paul, ein Dolomitklotz (Steinbruch) mit Hornsteinkalken (Profil 1),
- c) 300 m NW Johannesberg, ein zirka 350 m langer bis 20 m breiter Dolomitfetzen (Profil 1),
- d) 300 m NNO Johannesberg, eine 200 m lange Dolomitrippe,
- e) 250 m NO Johannesberg, Platten- und Hornsteinkalke, die vielleicht mit
- f) dem fast 600 m langen Dolomitzug, 350 m O Johannesberg unter dem Schutt zusammenhängen;
- g) als westlichste Schuppe kann man das Wettersteinkalkkriff der Ruine Rabenstein tektonisch hier anreihen, der in die umgebende Gosau eingequetscht wurde (Profil 2 und 3).

Die vorhergehende Ummantelung durch die lockeren Halobien-schiefer wurde vorgosauisch erodiert, so daß der mächtige Klotz jetzt innerhalb der Gosauschichten mit anhaftenden Breccien und Konglomeraten aus vorwiegend Wettersteinkalkgeschieben aufragt. Diese Schuppe scheint aber auch im Liegenden nochmals von Halobien-schiefern unterteuft zu werden (Profil 3), falls die Lagerungsverhältnisse, die durch Bergsturzmassen weitgehend verdeckt sind, nicht täuschen.

Die gegen N zu gesteigerte Bewegung hat die geschlossenen Schichtfolgen teilweise zerrissen und die isolierten Schichtpakete in sich angeschoppt, so daß disharmonische Kontakte auch zwischen scheinbar ungestörten stratigraphischen Verbänden vorliegen. Vor allem ist der normale Kontakt mit den Halobien-schiefern zerstört, Mächtigkeiten teils angeschoppt (obertriadischer Plattenkalk, N Rabenhof, Steinbruch), teils ausgedünnt (c) und vielleicht auch der normale Verband der hangenden Dolomite zerstört

worden. So konnte es geschehen, daß die Umriss der Schollen entgegen ihrem internen Bau andere Gefügedaten aufweisen (f), so wie dies sonst aus Gebieten mit saxonischer Falten- und Bruchtektonik oder kristallinen Schiefer allgemein bekannt ist.

In der gegen NO überkippten Antiklinale W St. Josef, O Vogeltenn, kann man einen Übergang der starren Blocktektonik zur Schuppenbildung im N sehen (Profil 3 und 5).

In diesen schwer entzifferbaren Bau ist die Gosau vollkommen einbezogen worden. Auch hier haben die harten Breccien und Konglomerate den weicheren Kalkmergeln ihre Züge aufgeprägt und sie in einen Faltenwurf gezwungen, der keine einsinnige Bewegungsrichtung im großen aufweist. Die Anreihung an die vorgosauischen Sedimente in der O—W-Richtung folgt mehr einer vorgosauischen Tektonik dieser älteren Ablagerungen, so daß die Transgression des Gosameeres vom O—W erstreckten vorgosauischen Bau der St. Pauler Trias vorgezeichnet ist. Da die Gosau, soweit vorhanden, in den komplizierten Schollenbau einbezogen wurde, kann man schließen, daß diese Tektonik nachgosauisch vor sich ging.

Durch den Sattel W St. Josef zieht eine bedeutende Störung, die den Bau des Mesozoikums im W und O grundsätzlich veränderte: tauchen die verschiedenen, bewegten Triasblöcke im W als Antiklinalen mit verschiedener Vergenz auf, so entsteht östlich der Störung nur eine Großantiklinale, wodurch der ganze Triaszug der St. Pauler Berge bis in die tiefsten Schichtglieder verstellt wurde. Synklinal ruht die markante Dolomitkuppe von St. Josef den Werfener Schichten auf, direkt gegenüber der nur oberflächlich geschnittenen, überkippten Antiklinale südwestlich vom Sattel. Der vertikale Verstellungsbetrag ist daher je nach der Schnittlage verschieden und wird nach der Schnittlage im Sattel mindestens 400—500 m, maximal wird er 1 km und darüber betragen. Die Großantiklinale taucht gegen NNW unter, wie aus der Verbreitung der Gosau und der Dolomite zu ersehen ist. Sie stellt eine aufrechte bis gegen W schwach geneigte Wölbung dar, wie es die steil unter die Phyllite einfallenden Griffener Konglomerate andeuten, die noch verschuppt sind. Im O reicht sie bis an den westlichen Randbruch der jungtertiären Andersdorfer Mulde (8), die parallel hiezu verläuft (Profil 3).

An der Störung W St. Josef fallen im N die Griffener Schichten mittelsteil gegen den Bruch. S vom Sattel gabelt sich die Störung in eine gerade, gegen S fortschreitende Verwerfung, die immer mehr an Sprunghöhe verliert und in den Griffener Schichten des Mörtelsteiner Grabens ausklingt. Gegen SSO zieht der Hauptast weiter, der die Mitteltrias von St. Josef abschneidet und die Griffener Schichten gegenüber dem Phyllit um 800 m gegen N im O versetzt. Der Dolomit von St. Josef ist gegenüber dem Hauptzug im SW etwa um den gleichen Betrag gegen N verlegt. Die Griffener Schichten zwischen den beiden Störungsästen fallen steil gegen W. Im Graberl zeigt ein größerer Aufschluß im groben Griffener Konglomerat, das mittelsteil gegen WSW einfällt, steile Scherflächen, die in 2—4 dm Abstand gegen O einfallen und so eine ostfallende Bankung vortäuschen; letzteres System scheint dem östlichen Ast parallel zu laufen.

Ob sich dieser Sprung im N in das Tertiär fortsetzt und an der Heraushebung der Gosau des Herzogberges beteiligt ist, kann zwar nicht bewiesen werden, scheint jedoch sehr wahrscheinlich. Falls dies zuträfe, hätte man es

mit einem jener Sprünge zu tun, die in zwei zeitlich voneinander getrennten Phasen aufgelebt haben. Die parallele Lage zum Verwurf Gärtnerkogel—Rainkogel—Weinberg (41, S. 76) betont diese Vermutung besonders.

Überschau

Faßt man die Ergebnisse der tektonischen Einzelbeschreibungen zusammen, so erwächst folgende Gesamtvorstellung:

Die heutige tektonische Form der östlichen St. Pauler Trias ist in ihrem inneren Bau vorwiegend durch einen nachgosauischen O—W-Zusammenschub entstanden, der durch eine Bruch-Faltentektonik die starren Dolomitklötze im unteren Stockwerk vor allem in N—S-Richtung verschieden weit (bis über 1 km) verstellte und verdrehte, im oberen Stockwerk ausquetschte und bald gegen W und NW, bald gegen NO überkippte und bis wenige hundert Meter überschob. Im Nordteil nahm die Verschuppung zu und es entstand am N-Rand der Mulde eine Aufgliederung der Keile aus mittlerer Trias in sechs (sieben) Schollen, die sich teilweise gegen N weiter überschoben haben.

Östlich eines $2\frac{1}{2}$ km weit verfolgbaren Sprunges, der wahrscheinlich mit dem Lavanttaler Störungssystem auch zeitlich wieder auflebte, geht der Bau zu einer etwa 4 km erstreckten flach gegen NNW eintauchenden, 2— $2\frac{1}{2}$ km breiten steil aufgestellten Antiklinale über, die im O von dem Westverwerfer der Andersdorfer Mulde in spitzem Winkel geschnitten wird, so daß gegen S zu immer ältere Schichtglieder an den Randverwerfer heranstreichen. Ob diese Antiklinale als heutige Großform überhaupt noch zu demselben Bau des westwärtigen Gebirges zu stellen ist, ist deshalb fraglich. Man könnte sie auch als Gegenstück zur stark zerstückelten Andersdorfer Tertiärmulde auffassen und sie so zu einer übergeordneten tektonischen Form machen, in deren Innenbau die Tektonik der westlichen Berge weiter erhalten ist, bzw. die spätere Antiklinale im kleineren Ausmaße eine Voranlage fand. Die von dieser Antiklinale unabhängige, aber vorwiegend NNW—SSO streichende Lagerung, der die Wölbung umkleidenden Gosau weist auf diese Deutungsmöglichkeit hin. Bis zu einem gewissen Grad kann die Verbreitung der Granitztaler Schichten auch für diese Deutung herangezogen werden (Karte, Tafel IV).

Gegen W setzt sich der Kuppelbau nicht fort und die Störungen der westlichen St. Pauler Berge (9) enden in den Granitztaler Schottern, in denen allerdings auch N—S-Störungen nachgewiesen werden konnten (8). Statt dessen sind noch zwei Erscheinungen in diesem Zusammenhang zu erwähnen: Die Granitztaler Schichten erfuhren gegen die Trias der westlichen St. Pauler Berge zu eine Aufrichtung, die den heutigen O—W gerichteten Kammverlauf der St. Pauler Berge bestimmte und eine O—W-Aufwölbung im Raume des heutigen Drautales schuf, die den größeren südlichen Gegenflügel zur Granitztaler Tertiärmulde bildet. Diese weitspannigen Bewegungen spiegeln sich in den Ablagerungen der Tertiärmulden wieder und fanden ihre Steigerungen zur Orogenese nach dem Unterpliozän in der Karawankentektonik im S und der Einmuldung der Lavanttaler Kohlenbecken. Die O—W-Wölbung im W ging demnach unterstützt durch Verwerfer des Lavanttaler Störungssystems in die steiler aufgerichtete NNW—SSO-Antiklinale über entsprechend dem geänderten

Bau des tieferen Untergrundes analog dem Verhalten der Granitztaler Schottermulde zur St. Stefaner und Andersdorfer Mulde.

Das O—W-Streichen der St. Pauler Berge kann aber trotz der jung-tertiären Aufwölbung nicht erst durch diese entstanden sein, da die O—W-Einengung viel öfter den Kammverlauf unterbrochen hätte und der Zug sich in einzelne Kuppen, wie erst am Ostrand der Josefiberg eine darstellt, aufgelöst hätte. Die Bewegungsform und die Wirkung dieser Einengung läßt sich eher deuten, wenn man annimmt, daß die Trias sich bereits in einer O—W verlaufenden tektonischen Kerbe befand als die O—W-Einengung auf sie einwirkte. Hiefür sprechen die Verstellungen im W wie im O auf der Südseite, wo der O—W-Verlauf der Untertrias im großen gesehen vor allem im W nur wenig von der O—W-Richtung abweicht. Im Phyllit nördlich Untermittendorf konnte ich an der Grenze zum Griffener Konglomerat 80° streichende Streckungen messen. Im O zeigt der kleine Aufschluß O Kasparstein im unteren dünn-schichtigen Dolomit gegen $275^\circ/15^\circ$ fallende B-Achsen, die somit von den Achsen SW Steinitz (siehe oben S. 80) stark abweichen. Es ist sogar wahrscheinlich, daß ein Teil des Schuppenbaues vor allem im N, die Obertriasmulde und die allgemeine Flexur gegen N auf eine ältere N—S-Einengung zurückgeht, deren einfachere Elemente erst durch die O—W-Einengung in die vielen Schuppen mit N—S-Verlauf zerlegt wurden, die man jetzt am Nordrand gegen St. Paul zu auffinden kann. Daß diesem O—W-Verlauf die Transgression des Gosau-meeres folgte, wurde bereits erwähnt (S. 82).

In krassem Gegensatz zu diesem O—W-Verlauf läßt sich eine Scharung von \pm N—S—B-Achsen in den Grauwackenschiefern nördlich Lippitzbach feststellen, die weiter gegen S über Bleiburg hinausreicht (9, 12). Sie wird durch die O—W-Richtung der St. Pauler Trias abgeschnitten, die über den Ottitschkogel weiter bis über die Teufelsbrücke gegen W zieht (27, 48). Nördlich dieses Zuges treten die N—S-gestreckten Grauwackenschiefer O des Wallersberges, S Griffen wieder auf. Die Kerbe der Sankt Pauler Trias quert also eine vortriadische Struktur mit N—S-Achse in O—W-Richtung.

Zusammenfassung der Tektonik

Aus allen diesen Beobachtungen und einzelnen Deutungen versuche ich folgende Reihung der tektonischen Ereignisse in ihrer Auswirkung auf das St. Pauler Mesozoikum: Die Verbreitung der quarzitischen Grauwackenschiefer und ihre tektonische Regelung, die eine Durchbewegung des Gesteinspaketes hervorriefen, nach einer N—S—B-Achse tritt als derzeit ältest nachweisbarer Beanspruchungsplan nur im vortriadischen paläozoischen Grundgebirge auf.

Vor der Transgression der Gosau wurde die Trias entlang einer 25 km lang verfolgbaren O—W-erstickten Kerbe eingezwängt, die das Muldentiefste des Karawankenvorlandes darstellt. Reste dieser ehemals weiter verbreiteten Triasdecke sind am Rande der Lavanttaler Störung, in der Kuppe von St. Katharina bei St. Michael W Bleiburg (51) und unter starker Reduktion der Untertrias in der Straschischa (27, 32) erhalten geblieben. Der Reichtum der Granitztaler Schotter an Geröllen des Griffener Sandsteines wurde vorwiegend aus diesem Raume bezogen (8). Die Gosau-

konglomerate sprechen wieder dafür, daß die mittlere und obere Trias bis zur Wende zu der St. Pauler Gosautransgression eine viel größere Verbreitung besaß, wenn auch bereits die Trias stellenweise bis zum phyllitischen Grundgebirge freigelegt ist. Die Korralpe als Gerölllieferant hat damals nicht bestanden. Deshalb kann eine hypothetische Deckeneinheit auch nicht am SW-Eck der Korralpe „gebrandet“ haben (31), bzw. einzelne Schollen zurückgelassen haben (15, 27, 31)!

Durch eine nachgosauische O—W-Einengung wurden die Triasschollen bis in den phyllitischen Untergrund gegeneinander verstellt, so daß mit einer Bruch-Faltentektonik NW- und NO-streichende Schichtstöße scharf aneinander grenzen; diese Zerlegung des einheitlichen Verbandes ließ im W die Phyllite bis an die Dolomite heranstoßen und stellt ein Wiederaufleben der alten N—S-B-Achsen in den Grauwackenschiefern dar. Westlich vom Sattel, SW St. Martin, wurde ein tiefliegender Dolomitblock so stark zusammengepreßt, daß er im Oberbau die Gosau etwas gegen W überschob, im Unterbau nur noch mit einem Keil¹⁾ in der Untertrias verankert blieb (Profil 5).

Die Triasblöcke wurden in vertikaler, wie horizontaler Richtung bald gegen N, bald gegen S vorspringend, unregelmäßig verstellt. So wurde das ehemals einheitliche O—W-Streichen mit Nordfallen in NW—SO- und NO—SW-streichende gegeneinander zugeneigte Schichten zerlegt, die einen ziehharmonikaähnlichen Zusammenschub anzeigen. An der Grenze Phyllit-Griffener Schichten wurden SW-Achsen eingemessen, die dem Streichen der Untertrias parallel laufen und eine ebensolche Achse konnte in den hangenden ladinischen Schichten beobachtet werden.

Die NO-Richtung überwiegt im O, wenn auch noch Überkipnungen gegen NO auftreten und der Zug biegt so im großen Schwung in die N—S-Antiklinale ein.

Während im W die durch die Sättel gekennzeichneten N—S-Störungen nicht in die hangenden Granitztaler Schotter eingreifen, so erweckt der ruckweise gegen N vorspringende Ostteil den Eindruck, daß Störungen im Sattel nach Eis (2), W Rabenstein, bei St. Paul und W des Herzogberges die kräftigste stets den Westteil mit den Granitztaler Schichten in verschiedenem Ausmaße absenkten (Karte, Tafel IV).

Die Aufwölbung des südlichen Hinterlandes der St. Pauler Berge im Mittelmiozän und vor allem im Pliozän steigerte die Antiklinale im Osten bis zum heutigen Verlauf und die nachfolgende pliozäne Lavantaler Störung (31) schnitt sie im spitzen Winkel ab. Die Störungen, die aus der Trias kommend, in das Tertiär eingriffen, können am ehesten mit diesem Zyklus wieder aufgelebt haben und wirken in denselben Richtungen auch heute in Erdbeben weiter, wie beim Beben 1936 von Dozent Dr. Toperczer festgestellt werden konnte (54).

Ob das zahlreiche Auftreten der Augensteine der St. Pauler Berge mit dem isolierten Funde auf der Petzen in Zusammenhang gebracht werden darf (11), scheint mir fraglich. Man müßte sonst häufiger solche Schotterreste auf den verbindenden Höhen, bzw. auch an anderen Punkten der Karawanken finden. Außerdem müßte man annehmen, daß die Drau zu dieser Zeit

¹⁾ Den Ausdruck „Wurzel“, der hier wirklich am besten am Platze wäre, habe ich vermieden, da mit diesem Begriff zu viel Mißbrauch getrieben wird.

noch über die Karawanken gegen SO zur Save entwässert habe, was wohl zu unwahrscheinlich erscheint. Deshalb nehme ich an, daß ein Vergleich des Kammes der St. Pauler Berge mit dem der Petzen, aber auch mit der Kor- und Saualpe (22, 57) nicht statthaft ist und die kristallinen pliozänen Quarzschotter bereits von Verebnungen im Kristallin stammen, die man mit Talbodenresten in über 1000—1400 m Höhe antrifft. Tiefere Lagen könnte man auch mit den Schotterresten westlich St. Andrä und den diskordanten Kristallinschottern des Dachberges, die eine spätere Aufwölbung erlitten haben, verbinden.

Damals floß die Lavant über Maria Rojach durch das Andersdorf-Etten-dorfer Becken und O des Burgstallkogels zur Drau, die durch den Andrang der Karawanken das Miestal verließ und von nun ab die breite Mulde zwischen Stroina und St. Pauler Berge ausräumte. Die morphologische Untersuchung der vorquartären Flußsysteme zwischen Saualpe und Karawanken wäre überhaupt eine reizvolle Studie, die mit diesen Zeilen nur grob angedeutet werden kann. In den ehemaligen (mittelpлиоzänen?) Wölbungs-zonen fließen die Flüsse in epigenetischen Antiklinaltälern und haben ältestens oberpliozäne Terrassensysteme an den Hängen der Stroina zurück-gelassen.

Vergleich der Stratigraphie

Von Redlich (40) wurde auf die „vollkommene Übereinstimmung“ der Ebersteiner Trias mit den St. Pauler Bergen hingewiesen, weshalb ein Vergleich nach der neuen stratigraphischen Ordnung in den St. Pauler Bergen notwendig geworden ist. Solyom (45) hat nach der Kartendarstellung H. Becks (4) als letzter sich eingehender mit ihr befaßt und teilweise Schichtmächtigkeiten der Gliederung Bittners (14) folgend genauer angegeben. Zwischen der Untertrias, die mit derselben der St. Pauler Berge übereinstimmt und sich auch ohne Schwierigkeit in zwei Niveaus unterteilen ließe, und dem unteren Dolomit schalten sich hier noch geringmächtige Gutensteiner Kalke ein. Die Grenze Anis-Ladin wäre innerhalb des unteren Dolomites zu suchen; der obere Teil mit dem Tuff zu den Wenger Schichten zu zählen (40), während die hangendsten Partien mit Mergel, plattigen Hornsteinkalken und Dolomithornsteinbreccien (45), die auch ich beobachten konnte, nach Bittner (14) durch den Fund einer *Daonella* cf. *parthanensis* Schafh. in die karnische Stufe gestellt wurden.

Nach der faziellen Ähnlichkeit der Schichten in analoger stratigraphischer Position in den St. Pauler Bergen wäre für die Hornsteinkalke ladinisches Alter zu erwägen, da bei der Bestimmung Bittners (14) die Monographie Kittls (33) nicht verwendet werden konnte.

Die gesamten *Cardita*-Schichten mit ihrer reichen Fauna (14, 40) lassen sich nach den stratigraphischen Bemerkungen Gugenbergers (19, 20, 21) am besten in die untere karnische Stufe stellen. Daher bedürfte auch die Fauna aus den Kalken an der Basis des Hauptdolomites (14) einer neuerlichen Durchsicht, ob etwa der untere Teil dieses Schicht-gliedes eher noch in die obere karnische als in die norische Stufe einzu-gliedern sei.

Zum Vergleich mit der Trias der Ostkarawanken kann nur die alte Gliederung der Schichtfolge nach Teller (51, 52, 53) herangezogen werden,

die gerade im Niveau der Mittel- und Obertrias zu grob vorging. Winklers (56) Übersichtstabelle bezieht sich auf die Schichtfolge von der Obertrias aufwärts und beschäftigt sich vorwiegend mit weiter südlich gelegenen Einheiten und stratigraphischem Aufbau. Die ausgezeichnete Studie Stinis (50) hat hier die schwierigsten stratigraphischen Probleme durch intensives Detailstudium ins Rollen gebracht, denen bisher niemand weiterhin gefolgt ist. Für die westlichen Gebiete gab Anderle (1) eine wertvolle Übersicht und stratigraphische Deutungen, die den Anfang weiterer Studien ankündigen.

Die Trias der Griffener Berge zeigt weitgehende Übereinstimmung mit der der St. Pauler (9). Die plattigen Hornsteinkalke konnte ich dort jedoch ganz vereinzelt auffinden. In den Halobien-schiefern findet man häufiger dunkle, graublaue, mergelige Kalke mit weißen Adern eingeschaltet, die südlich St. Paul nur im Hohlweg westlich des Wasserbassins in zirka 460 m anzutreffen sind. Ähnliche Raibler Kalke trifft man im Lavantdurchbruch südlich Plestätten (8). Auf die Übereinstimmung des Cidariskalkes habe ich bereits hingewiesen (16). Die Hornsteinbildung im obersten Ladin kann man vielleicht mit einem größeren Kieselsäurereichtum des Meerwassers infolge der vulkanischen Tätigkeit in dieser Zeit zusammenbringen. In den westlichen St. Pauler Bergen fielen die Hornsteinkalke und helle Dolomite vom Typus des Wettersteindolomites haben eine größere Verbreitung. Ob auch Wettersteinkalk wie auf dem Kociberg vorhanden ist, bedarf einer genauen Untersuchung des schwer gliederbaren Dolomitgebietes. Die Blockmassen in den Granitztaler Schichten (8) könnten als Hinweis gelten, wenn sie nicht wahrscheinlich auf eine gänzlich verschwundene Bergwelt hinweisen.

Hinsichtlich der Gosau ist es verfrüht, Vergleiche zu ziehen, da ihr genaues Alter innerhalb der Oberkreide noch unbekannt ist. Andererseits ist es wichtig, nach Hinweisen zu suchen, ob nicht geologische Anzeichen für höhere Schichtglieder vorhanden seien. Das Untertauchen der St. Pauler Berge und das Auftauchen im Norden als Griffener Trias läßt durchaus die Möglichkeit offen, daß in der Tiefe der Mulde des Granitztales höhere Oberkreide und Eozän vorhanden sein könnte.

In den Einschlüssen des Basaltes von Kollnitz habe ich vergeblich nach solchen Anzeichen gesucht. Im Gegenteil: außer Granitztaler Schottern konnte ich nur Schiefer- und Quarzlagen finden, die am ehesten auf eine Unterlagerung von Quarzphyllit schließen lassen. Immerhin kann man den stellenweise bedeutenden Kalk (Aragonit)reichtum, der zu Sonnenbrennern Anlaß gibt, dahingehend deuten, daß der Basalt beim Aufdringen kalkige Schichten durchqueren mußte. Welchen Alters diese seien, läßt sich ohne Funde unveränderter Gesteinsbrocken aus der Tiefe nicht sagen.

Ob man dieses Verhalten aber dahin deuten darf, daß sich zwischen die Griffener Trias und die St. Pauler ein Aufbruch älterer Gesteine einschiebt, ist auch nicht sicher. Westlich des Griffener Verwurfes kommen im N der Trias die Phyllite zum Vorschein; im Tale westlich Griffen fehlt jedoch die Fortsetzung (9, 12) der Griffener Trias, so daß ein Analogieschluß zwischen dem Verhalten des Gebirgsbaues östlich und westlich des Griffener Verwurfes in der Hinsicht so wenig erlaubt erscheint, wie O und W der Lavanttaler Störung (8, 31).

Der Einbau der St. Pauler Berge und ihr Rahmen

Nach den Detailstudien und den Vergleichen sei noch etwas über ihre regionale Stellung vermerkt, da man hierüber seit Spitz s (46) Auffassungen mehrfach Spekulationen anstellte (31, 42). Der weite Deckenschub nach Kieslinger von den Karawanken her (31, 32) kann auch nach meinen Untersuchungen abgelehnt werden, mit denselben Argumenten, die bereits Cornelius (15) und Kahler (27) ins Treffen führten. Daß die Schichtfolge stärker bewegt wurde als aus der bisherigen Darstellung hervorging, beweist noch keinen Deckenbau. Der Einbau der St. Pauler Berge in derselben Richtung wie sie die Karawanken besitzen, ist noch kein Grund, den Triaszug von den Karawanken abzuleiten und die jüngere O—W-Einengung spricht direkt dagegen.

Ob die Kerbe der St. Pauler Berge bereits durch eine prätriadische Tektonik bedingt war, die vorgosauisch wieder auflebte, läßt sich nicht sicher beweisen. Sehr bedeutungsvoll sind für diese Anschauungen die Vorstellungen Kieslinger s (30), besonders Winkler s (55) aus dem anschließenden Raum im S, bzw. SO der Koralpe: Die tektonischen Gliederungen in vor- und nachpaläozoische gebirgsbildende Phasen lassen sich ohne wesentliche Änderung auf die für die St. Pauler Berge aufgestellten übertragen. Noch deutlicher wird dies, wenn man die von mir im Koralpenkristallin per analogiam versuchsweise aufgestellte Gliederung mit heranzieht (7).

Hiebei seien noch einige Bemerkungen zur diesbezüglichen Kritik Karls (28) gegeben, nach der statt dieser Aufgliederung ein zeitlich einheitliches Bewegungsbild möglich wäre. In meiner neuen Arbeit (10) mit etwas makroskopischer gefügekundlicher Betonung glaube ich deutlich für das gesamte weststeirische Kristallin gültig bewiesen zu haben, was Kieslinger (29, 30) bereits für die diaphthoritischen Gebiete der Koralpe etwa allein annahm. Da die Ergebnisse dieser Arbeit mit den weiter ausgreifenden prinzipiellen Vorstellungen meiner früheren Arbeit (7) übereinstimmen, sind hiedurch die Ergebnisse auch dieser Arbeit gedeckt und die Einteilung in vier sich grundsätzlich unterscheidbare Baupläne gesichert. Daß diese für das oberostalpine Kristallin so wesentliche Gliederung zuerst nicht auf gefügekundlichem Wege nach Karl (28) gewonnen wurde, ist zwangsläufig als Beweis anzusehen, daß mit Achsenmessungen und symmetrologischen Deutungsversuchen geologischer Aufnahmen ebenso beweiskräftige Ergebnisse erzielt werden, wie durch die Anwendung der Gefügekunde im Sinne Karls. Dazu nötigen die Ausführungen Karls! Persönlich möchte ich mich einer solchen Schlußfolgerung nicht unbedingt anschließen, wie meine Arbeit über das Gipfelgebiet der Koralpe (10) beweist. Für eine solche Aufgliederung sprechen übrigens auch die Studien von Metz (36) in der Grauwackenzone und von Flügel im Grazer Paläozoikum (17, 18).

Der WNW—OSO-Achsenplan (7, 10) als Bauplan I scheint in den St. Pauler Bergen nicht nachweisbar zu sein.

Anstatt der Plattengneistektonik (Plan II) treten im W die N—S—B-Achsen der Phyllite auf. Diese Achsenlage als Voranlage für den Griffener Verwurf (23) anzusehen, drängt sich einem genau so auf, wie die Plattengneistektonik der südlichen Koralpe für die Lavanttaler Störung (8). Damit wird bereits der ältest nachweisbare Rahmen der St. Pauler Berge gegeben.

Die O—W verlaufende Kerbe kann direkt mit dem Plan III \pm O—W verlaufender diaphthorischer B-Achsen im Kristallin verglichen werden, wobei eine junge variszische Voranlage (10, 55) möglicherweise von einer (? vor-) gosauisch-alpidischen Tektonik benützt wurde. Diese Anlage ist bis in die Gegenwart klar ersichtlich geblieben.

Die Wolfsberger Tektonik als Plan IV war im Kristallin nicht völlig von dem vorhergehenden O—W-Bauplan abzutrennen. In den St. Pauler Bergen ist dieser Bauplan beherrschend ausgebildet und wurde in gleicher Weise in der Griffener Trias (9) von Stini (49) und Kahler (26) in den Karawanken, im Görtschitztal usw. bekannt. Es fällt nicht schwer, in diesem Bewegungsakt die Voraussetzung für die jungtertiären Störungslinien zu erkennen, worin Kieslinger (31) und Schwinner (43) im Wiederaufleben alter Gebirgsstrukturen einen Grundzug tektonischer Beanspruchungspläne i. a. sehen.

Mit der schwankenden Bewegungsintensität ändert sich maßgeblich die Gleichordnung der Richtung: In den St. Pauler Bergen ist die O—W-Einengung unzweifelhaft ausgeprägt; in der Krappfeldmulde hat der Bergbau von Klein St. Paul eine auf 400 m O—W verlaufende Antiklinale erschlossen, die in eine N—S-Mulde (450 m erschlossen) umbiegt. Dieselbe Tektonik findet man stärker durch Brüche beeinflusst im Eozän von Guttaring wieder. Dieses Ausklingen bedeutender tektonischer Phasen und ihr relativer Unterschied in Beanspruchungsrichtung und -ausmaß in verschiedenen Regionen wurde bisher zu wenig verfolgt und findet besonders im „Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens“ von Kahler (27) stärkere Berücksichtigung.

Damit leiten die Bewegungen schon zu den jungtertiären Aufwölbungen und Einmuldungen über, die gleichzeitig nach verschiedenen Richtungen erfolgten und auch im Kristallin in gleicher Weise als Knickungen zum Ausdruck kommen (Plan V). Die stärkere Intensität dieser Bewegung läßt im südsteirischen Hügelland einen einheitlichen O—W verlaufenden Faltenentwurf entstehen (55, 57), die sich in den Karawanken als eine Schuppentektonik mit Blockzerlegung und „Vorlanddecken“ äußert (25, 27). Eine derartige Beanspruchung findet man in den St. Pauler Bergen bereits im vorhergehenden nachgosauischen Bauplan IV.

Im Lavanttal konnte gezeigt werden, daß die Bruchtektonik die Muldenbildung zerschneidet (8) und deshalb einer jüngeren Phase VI angehört. Durch diese sind die St. Pauler Berge im W von ihrer Fortsetzung als „Mittelkärntner Triaszug“ (27) abgetrennt und im O samt dem Jungtertiär in die Tiefe versenkt worden. Die westliche Störung wurde von Höfer (23) entdeckt und von Kahler (27) durch die Karawanken hindurch verfolgt. Gegen N konnte ich sie in die Saualpe bis über die Wolfstratten im Gelände verfolgen (12) und ihre Fortsetzung gegen NW scheint bis östlich Hornberg (nördlich Eberstein) zu reichen und sich mit dem Prailingbruch (4) zu scharen, wie dies aus dem Verlauf der Marmorzüge südlich St. Oswald zu vermuten ist. Damit schließt dieses Störungsbündel an die Norejalinie Schwinner s (43) an.

Über das Verstellungsmaß des Griffener Verwurfs und der Lavanttaler Störung hat Schwinner (42) sehr zutreffende Vorstellungen entwickelt, wobei er auch eine ältere und eine jüngere Phase unterscheidet. Dadurch erübrigen sich die bedeutenden Verschiebungen der Blöcke nach der horizon-

talen Komponente, wie sie seit Höfer (23) angenommen wurden. Auf die weiteren Ausführungen Schwinnners ist es nicht notwendig einzugehen, da sie nicht die Stellung der St. Pauler Berge berühren; ebenso ist eine Diskussion der alpin-dinarischen Grenze (1, 26) in dieser Hinsicht bedeutungslos.

Eine Umkehrung des Verstellungssinnes besteht beim Griffener Verwurf ähnlich, wie es Kieslinger (31) für Lavanttaler Störung schilderte: Von Griffen gegen S wird der Ostteil schräg abgesenkt, der dann gegen O mit den St. Pauler Bergen noch weiter schwach abfällt. N Griffen wird in Staffeln der SW-Teil der Saualpe an der oben erwähnten nordwestlich verlaufenden Verwerferschar abgesenkt.

Entsprechend dem vorangegangenen Muldenbau werden diese annähernd N—S erstreckten Systeme von einem ebenso ausgedehnten O—W-System gequert, das nach Kahler (27) mit der Pörschacher Linie im W einsetzt, über die Ottmanacher Störung und dem steilen Südabfall der Saualpe durch N—S-Störungen verstellt fortsetzt, beim Griffener Berg ins Granitztal dringt. Weiter gegen O wird das Schönweger Tertiär eingeklemmt; die Nordbegrenzung des Mesozoikums gebildet und bei Maria Rojach die St. Stefaner Kohlenmulde in die O—W-Richtung eingeschleppt. Nach Überquerung der Lavanttaler Störung folgt ihr der Kaltenwinkelgraben, der Sattel nördlich Kleinalpe (30), der Feistritzbach und der Marmorzug bei Waldpeter wird abgeschnitten; ihre weitere Fortsetzung ins südweststeirische Tertiär kann angenommen werden.

Auch dieses Störungssystem scheint bei gleicher Richtung verschiedenes Alter zu besitzen bzw. zu verschiedenen Zeiten teilweise neu aufgelebt zu sein. Wichtig ist die Vorstellung, daß man in dieser Linie die nördlichste tektonische Auswirkung des jungen Anschubes der Karawanken sehen kann, insofern, als der Pressung im S mit Überschiebung eine Zerrung im N mit Versenkung des Südteiles entspricht, wodurch die Übergangszone als „Klagenfurter Becken“ wesentlich an der Formgebung beteiligt ist, worauf die Arbeiten Stinis (47) und Paschingers (37) sowie Kahlers (27) hinweisen.

Von besonderer morphologischer Bedeutung sind die Funde von Augensteinen (11) im gesamten Raume der St. Pauler Berge — (auf der Karte Tafel IV vermerkt) —. Höhenlage und Vorkommen auf dem Gebirgskamm gleichen denen der Süd- und Nordalpen. Viel wesentlicher ist es aber, daß man die Quarzschotter nicht mehr dem gefalteten Tertiär anschließen, sondern sie mit den oberpliozänen Schotterdecken allein verbinden kann. Damit erscheinen die heutigen Formen der St. Pauler Berge nach dieser Augensteinperiode als Plan VII aufzutreten, die infolge junger Hebung zu dem gegenwärtigen Kammverlauf überleiteten, die konsequent die älteren Strukturen wieder herausbilden.

Literatur

1. Anderle, N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenzzone. Jb. d. GBA Wien (Festband), 94, T. 1, 1949—51, S. 195—236.

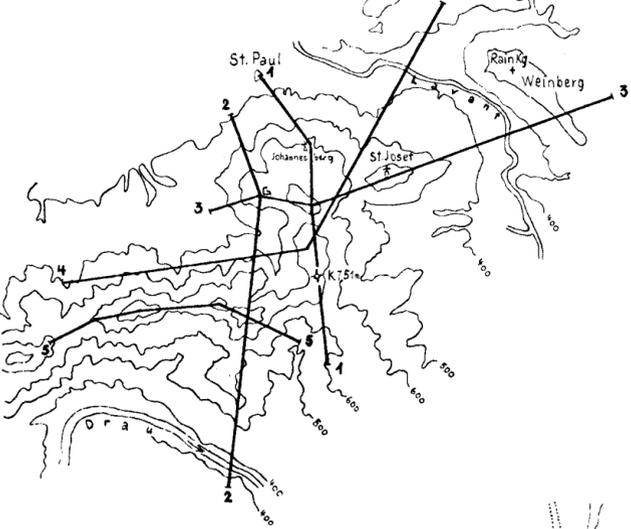
2. Beck, H.: Aufnahmebericht über das Blatt Hüttenberg-Eberstein und das Blatt Unterdrauburg. Verh. d. GBA Wien, 1928, S. 28—36.

3. Beck, H.: Aufnahmebericht über das Blatt Hüttenberg-Eberstein und Unterdrauburg. Verh. d. GBA Wien, 1929, S. 30—33.

4. Beck, H.: Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt Hüttenberg-Eberstein (5253). Verl. d. GBA Wien, 1931.
5. Beck, H., Kieslinger, A., Teller, F., Winkler, A.: Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt Unterdrauburg (5354) Verl. d. GBA Wien, 1929.
6. Beck-Mannagetta, P.: Geologische Beobachtungen in der Gießhübler Mulde bei Mödling. Anz. d. Ost. Akad. d. Wiss. Wien, 1947, S. 59—66.
7. Beck-Mannagetta, P.: Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. Jb. d. GBA Wien (Festband), 94, 1949—51, S. 127—157.
8. Beck-Mannagetta, P., und Mitarbeiter: Zur Geologie und Paläontologie des unteren Lavanttales. Jb. d. GBA Wien, 95, 1952, S. 1—102.
9. Beck-Mannagetta, P., mit Zapfe, H.: Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. Kober-Festschrift, Hollinek, Wien, 1953, S. 131—147.
10. Beck-Mannagetta, P.: Rückformung einer Mulde im Gipfelgebiet der Koralpe. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 45, 1952, Wien 1954, S. 113—134.
11. Beck-Mannagetta, P.: Notizen über die jüngeren Ablagerungen des unteren Lavanttales. Verh. d. GBA Wien, 1954, S. 180—194.
12. Beck-Mannagetta, P.: Geologische Aufnahmen in den Bezirken Wolfsberg, Völkermarkt und St. Veit für die Kärntner Landesplanung. Verh. d. GBA Wien, 1954, S. 21—27.
13. Benesch, F. v.: Die mesozoischen Inseln am Poßruck (Mittelsteiermark). Mitt. d. Geol. Ges. Wien, Bd. 7, 1914, S. 173—194.
14. Bittner, A.: Die Trias von Eberstein und Pölling in Kärnten. Jb. d. Geol. R. A. Wien, 1889, S. 483—488.
15. Cornelius, H. P.: Gibt es eine „alpin-dinarische Grenze“? Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 36—38, 1949, S. 325—332.
16. Dreger, J.: Geologischer Bau der Umgebung von Griffen und St. Paul in Kärnten (Spuren der permischen Eiszeit). Verh. d. GBA Wien, 1907, S. 87—98.
17. Flügel, H.: Das tektonische Gefüge von Kher bei Rein (Beiträge zur Kenntnis des Grazer Paläozoikums I). Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 45, 1952, Wien 1954, S. 147 bis 163.
18. Flügel, H.: Die Deformationspläne des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. Tscherm. Min.-Petr. Mitt. (3. Folge), Bd. 4, 1954, S. 7—17.
19. Gugenberger, O.: Die *Cardita*-Schichten von Launsdorf in Mittelkärnten und ihre Fauna. II. Gastropoden. Sitz. Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I, Abt. 1, Bd. 142, 1933, S. 157—183.
20. Gugenberger, O.: Beiträge zur Kenntnis der *Cardita*-Schichten von Launsdorf (Kärnten). II. Gastropoden, Scaphopoden, Conulariden; III. Cephalopoden. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, 1933, S. 101 f.
21. Gugenberger, O.: Beiträge zur Kenntnis der Trias von Eberstein (Kärnten). Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, 1936, S. 39—42.
22. Heritsch, F., und Kühn, O.: Die Südalpen. In F. Schaffer: Geologie von Österreich. F. Deuticke, Wien, 1951, S. 233—301.
23. Höfer, H.: Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berger in Kärnten. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I, 1894, S. 467—488.
24. Kahler, F.: Über die faziellen Verhältnisse der Kärntner Kreide. Jb. d. GBA Wien, 1928, S. 145—160.
25. Kahler, F.: Der Nordrand der Karawanken zwischen Rosenbach und Ferlach. Carinthia II, Jg. 125 (45), 1935, S. 1—12.
26. Kahler, F.: Über den Verlauf der periadriatischen Naht östlich von Villach. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, 1936, S. 179—182.
27. Kahler, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. Carinthia II, Sonderb. 16, Klagenfurt 1953, 78 Seiten.
28. Karl, F.: Der derzeitige Stand B-axialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. Jb. d. GBA Wien, Bd. 97, 1954, S. 135—152.
29. Kieslinger, A.: Geologie und Petrographie der Koralpe I. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I, Abt. 1, Bd. 135, 1926—27, S. 1—42.
30. Kieslinger, A.: Geologie und Petrographie der Koralpe, IX. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I, Abt. 1, 1928, Bd. 137, S. 491—532.
31. Kieslinger, A.: Die Lavanttaler Störungzone. Jb. d. GBA Wien, Bd. 78, 1928, S. 499—527.
32. Kieslinger, A.: Karawankenstudien I. Die Tektonik in den östlichen Karawanken. Centralbl. f. Min., Abt. B, Stuttgart, 1929, S. 201—229.

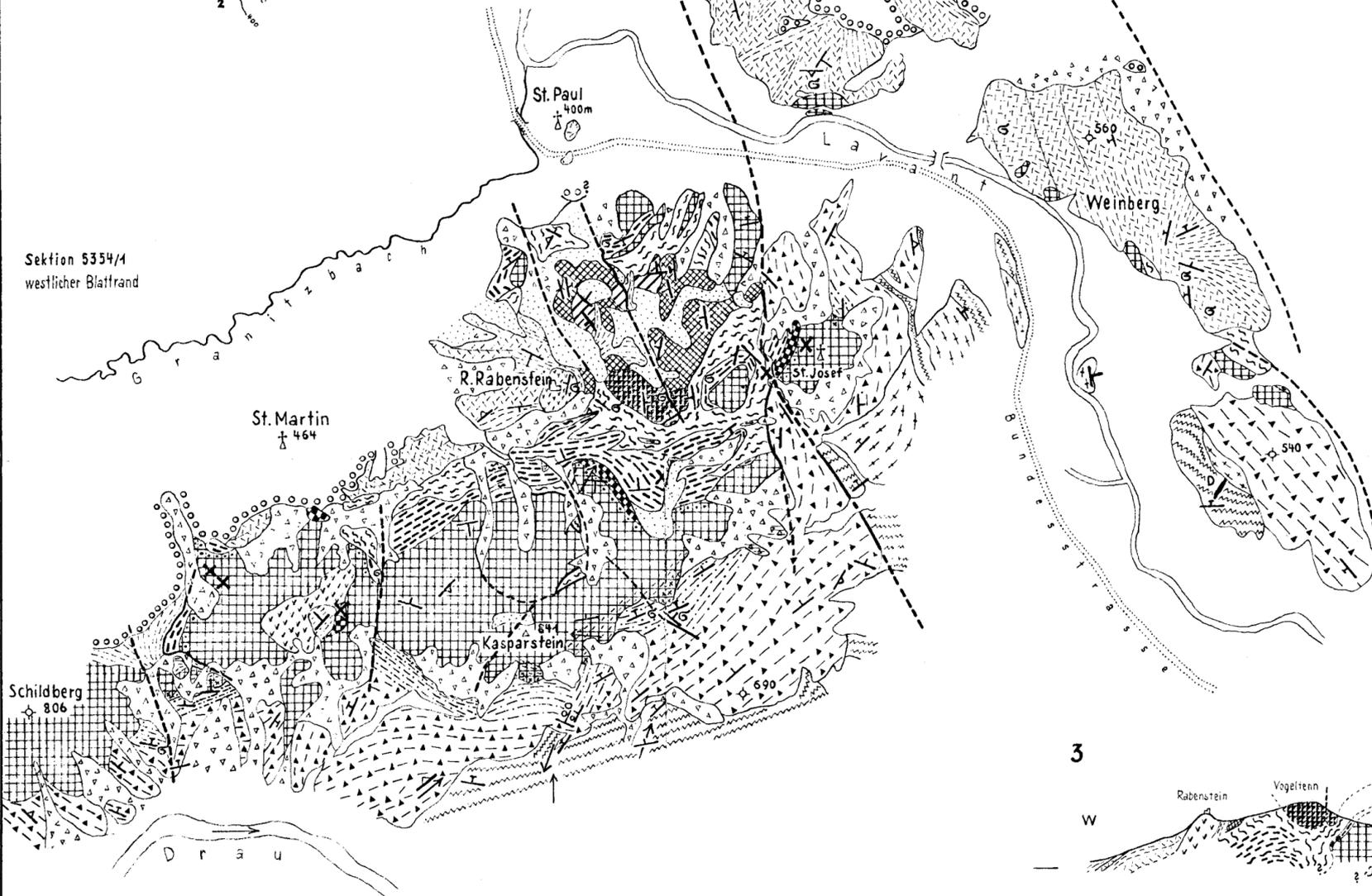
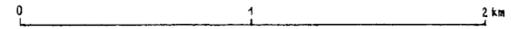
33. Kittl, E.: Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. Resümee der wissenschaftl. Erforschungen des Balaton-Sees, Bd. I, 1. Teil, Paläontologie, Bd. 2, Budapest 1912.
34. Lipold, M. V.: Die Triasformation im östlichen Kärnten. Jb. d. GRA Wien, 1854, S. 893 f.
35. Lipold, M. V.: Erläuterungen geologischer Durchschnitte aus dem östlichen Kärnten. Jb. d. GRA Wien, 1856, S. 332—352.
36. Metz, K.: Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen. Geol. Rdsch., Bd. 40, 1952, S. 261—276.
37. Paschinger, H.: Geomorphologische Studien in Mittelkärnten. Carinthia II, Jg. 125 (45), 1935, S. 12—21.
38. Papp, A., und Küpper, K.: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul (Kärnten) II. Orbitoiden aus Sandsteinen vom Pemberger bei Klein St. Paul. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I, Abt. 1, Bd. 162, 1953, S. 65—82.
39. Pia, J. v.: Die Siphoneae verticillatae von Karbon bis zur Kreide. Abh. d. Zoolog.-Bot. Ges. in Wien, Bd. 11, H. 2, Wien 1920, 263 Seiten.
- 39a. Plessmann, W.: Die geologischen Verhältnisse am Westrande der Grazer Bucht. N. Jb. f. Geol. Monatsh. 1954, S. 295—310.
40. Redlich, K. A.: Die Geologie des Gurk- und Görtschitztales. Jb. d. GRA Wien, 1905, S. 327—348.
41. Schäringer, W.: Notizen aus dem Lavanttaler Braunkohlentertiär. Der Karinthin, Bd. 1, Knappenberg, 1948—50.
42. Schwinner, R.: Homologien und Analogien in der Tektonik der Ostalpen. Jb. d. GBA Wien, 1945, S. 95—115.
43. Schwinner, R.: Die Zentralzone der Ostalpen (in F. X. Schaffer: Geologie von Österreich). F. Deuticke, Wien, 1951, S. 105—232.
44. Seelmeier, H.: Geologische Beobachtungen in der Umgebung des Christof-Berges und St. Magdalensberges bei Klagenfurt. Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Ges., Bd. 92, 1940, S. 430—441.
45. Solyom, F.: Die petrographische und tektonische Entwicklung der Umgebung von Althofen in Kärnten. Dissertation, Berlin 1942, 58 Seiten.
46. Spitz, A.: Nachgoosanische Störungen am Ostende der Karawanken. Verh. d. GRA Wien, 1919, S. 280—288.
47. Stini, J.: Zur Kenntnis der Hollenburger Senke und des Keutschacher Tales. Verh. GBA Wien, 1931, S. 207—220.
48. Stini, J.: Gewässerkundliches vom Jauntal, Kärnten. Wasserwirtschaft und Technik, Wien, Hefte 1935, S. 18—22.
49. Stini, J.: Deckenbau und O—W-Schnb im Obirgebirge. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. 74, 1937, S. 216—218.
50. Stini, J.: Zur Geologie der Umgehung von Miklauzhof (Jauntal). Carinthia II, Jg. 128 (48), 1938, S. 34—50.
51. Teller, F.: Geologische Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). Verl. d. GRA Wien, 1895.
52. Teller, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen. K. k. Geol. R. A. Wien, 1896, 262 Seiten.
53. Teller, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der österreichisch-ungarischen Monarchie, SW-Gruppe Nr. 83, Eisenkappel und Kanker. K. k. Geol. R. A. Wien, 1898, 142 Seiten.
54. Toperczer, M.: Das Obdacher Beben vom 3. Oktober 1936. Styriabote, Jg. 8, H. 5, 1936, Withoff u. Reniger, Leoben, 1936, S. 69—73.
55. Winkler-Hermaden, A.: Das vortertiäre Grundgebirge im österreichischen Anteil des Poßruck-Gebirges in Steiermark. Jb. GBA Wien, Bd. 83, 1933, S. 19—74.
56. Winkler-Hermaden, A.: Neue Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen. I und II. Geol. Rdsch., Bd. 27, 1936, I, S. 156—195, II, S. 225—259.
57. Winkler-Hermaden, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. In: F. X. Schaffer: Geologie von Österreich. F. Deuticke, Wien, 1951, S. 414—524.

LAGESKIZZE DER PROFILE



GEOLOGISCHE KARTE UND PROFILE DURCH DIE ÖSTLICHEN ST. PAULER BERGE VON P. BECK - MANNAGETTA (1954)

1:25.000 Karte und Profile



1) Gehängeschutt, Bergsturzmassen	} diluvial - alluvial
2) zu Breccien verkittet (Mörtelsteinergraben)	
Lehm	} plio - pleistozän
Kohlentertiär (nur Profil 3)	} Obermiozän
Granitfalter Schotter	} Oberhelvet - Unterorton, Miozän
Gosau, Kalkmergel und Mergelkalke	} Oberkreide
Gosau, Konglomerate und Breccien	
Riffkalk	} Obertrias (Karn ²)
Dolomit	
Plattenkalke, dunkelgrau, bankig - massig	} Karn
Halobienchiefer, schwarze Tonmergel	
Wetterstein - Riffkalk	} Ladin
Hornstein - Knollenkalk	
Plattenkalk, dunkel	} Anis
Oberer Dolomit, dünn-schichtig	
Dolomit, massig, breccios	} Skyth
Unterer Dolomit, dünn-schichtig, dunkelviolett	
Rauhwaacke	} Silur?
Werfener Schichten, mit Kalkknollen	
Griffener Schichten	} Augensteinfunde
Phyllit	
Diabas	} Störungen
Dazit, (Torton)	
Fossilfunde	} Faltenachsen
Fallzeichen:	

Sektion 5354/4 westlicher Blatttrand

Schildberg 806

