

Die Vererzung der Sudeten.

Von **W. E. Petrascheck**, Breslau.

Die folgenden Zeilen sollen die Zusammenhänge der magmatischen und tektonischen Geschichte der Sudeten einerseits und der Bildung und Umbildung ihrer Erzlagerstätten andererseits dartun. Soweit sich diese Ausführungen auf die Westsudeten, also auf das Gebiet zwischen Lausitzer Granitmassiv und moldanubischer Überschiebung beziehen, stellen sie eine kurze Zusammenfassung der Ergebnisse dar, welche mit ausführlicher erzmikroskopischer Begründung in einer Abhandlung über die Lagerstätten des Schlesischen Gebirges kürzlich niedergelegt worden sind (W. E. Petrascheck, 1933). Soweit es sich hier um die Ostsudeten, also um das Altvatergebirge handelt, liegen neben den Angaben des sehr alten Schrifttums neue Feldbeobachtungen und einige daran knüpfende mikroskopische Studien zugrunde. Obgleich das über die ostsudetischen Lagerstätten bekannte Material eine Einzelbehandlung der Vorkommen mit ihren Sonderproblemen noch nicht zuläßt, ermöglicht es doch durchaus, auch hier die Stellung der Vererzung festzulegen und das aus den Westsudeten gewonnene Bild zu ergänzen und abzurunden.¹⁾

Die Sudeten sind ein komplex zusammengesetztes Gebirge, in dem Stücke von verschiedenem Bau und verschiedenem Alter aneinandergereiht sind.²⁾ Durch die zahlreichen Untersuchungen, die von Breslau und von Wien ausgegangen sind, wissen wir über die räumlichen und zeitlichen Verhältnisse des Vulkanismus und der Tektonik genauer Bescheid als in vielen anderen

¹⁾ In dem vorliegenden Aufsatz sind gegenüber der erwähnten Abhandlung außer den ostsudetischen Lagerstätten noch neu behandelt die Vorkommen von Mühlberg und Peterswald in der Altstadtserie und die sogen. „Ankeritgänge“ am Südrand der Eule. Für die westsudetischen Lagerstätten sei auch besonders auf die grundlegenden Arbeiten von G. Berg verwiesen.

²⁾ Vgl. besonders E. Bederke (1929).

Gebirgen. Dadurch sind die Voraussetzungen für die Eingliederung der metellogenetischen Vorgänge besonders günstig gegeben.

In den Westsudeten kennen wir neben einigen altkristallinen moldanubischen Kernstücken eine metamorphe Schichtfolge, welche Sedimente und Effusiva von algonkischem, cambrischem und silurischem Alter umfaßt. S. v. Bubnoff spricht von einer „kaledonischen Geosynklinale“ in diesem Raum. Diese Schichtfolge wurde von starker Faltung, mächtigen Granitintrusionen und weitverbreiteter Vergneisung betroffen. E. Bederke hat das voroberdevonische Alter dieser Vorgänge nachgewiesen und sie demgemäß der kaledonischen Ära der Gebirgsbildung zugeordnet. Sedimentation setzte hier erst wieder mit dem Oberdevon ein. Die variscische Tektonik war nur mit Blockbewegungen und Bruchfaltung verbunden, zu Regionalmetamorphose kam es hier nicht mehr. Dagegen fällt in diese Ära das Aufdringen der großen sudetischen Intrusivkörper, zuerst der Tonalite, dann der jungen, posttektonischen Granite.

Anders in den Ostsudeten. Hier liegt über älterem Kristallin das ganze Devon mit marinen Sedimenten und Diabasen in mächtiger Entwicklung. Darauf folgt mächtiges Karbon. Dem Vorhandensein der variscischen Geosynklinalsedimentation entspricht die starke variscische Orogenese. Diese setzte ein mit der gewaltigen, von F. E. Sueß 1911 erkannten moldanubischen Überschiebung und den ihr zugeordneten Teilbewegungen. Dabei wurde das Devon metamorphosiert. Jüngere Bewegungen verschuppten Devon und Culm des Niederen Gesenkes. Am Ende der variscischen Gebirgsbildung drangen auch hier Granite hoch, das erste Ereignis, das West- und Ostsudeten gemeinsam ist.

In diese wechselvolle Geschichte fügt sich nun die Bildung der Erzlagerstätten ein.

1. Lagerstätten des moldanubischen Kristallins.

Erzlagerstätten, welche dem moldanubischen Kristallin direkt angehören, sind äußerst spärlich vorhanden. Es liegt das an der tiefgreifenden Abtragung dieser ältesten Serie. In den Erläuterungen zu Blatt Rudolfswaldau erwähnt E. Dathe von der Lokalität „Silberloch“ bei Wüstewaltersdorf ein schwaches Fahlbänd im biotitreichen Eulengneis. Eingesprengte Körner und Schnüre von Kiesen im Gneis fanden sich auf der

Halde. Eine metamorphe Kieslagerstätte in der moldanubischen Altstadtserie an der Grenze von West- und Ostsudeten ist auch das Kiesvorkommen von Peterswald westlich Ramsau. Der Schwefelkies liegt hier im Graphitschiefer und dem ihn begleitenden Marmor. Innerhalb des Graphitschiefers ist der Kies sehr fein verteilt und bildet dünne, streng in die Schieferung eingeschichtete Lagen, die bisweilen etwas gefältelt sind. Unter dem Erzmikroskop zeigt sich etwas Zinkblende. Auch im Marmor ist der Kies gleichmäßig verteilt; hier folgt er vor allem den Korngrenzen der großen Kalzitkörner, so daß diese vielfach von einem maschigen Netzwerk des Kieses umgeben sind. Korngröße des Kalzits und des Pyrits gehen häufig konform, was den Eindruck einer gemeinsamen Umkristallisation bekräftigt. Schon F. Kretschmer erklärte die Lagerstätte für metamorph, allerdings für ursprünglich sedimentär. Wegen ihres Auftretens auch im Kalk und der beschränkten Verbreitung sowie wegen der begleitenden Zinkblende möchte ich sie aber für epigenetisch halten. Zur Altersstellung kann man nur sagen, daß sie den moldanubischen Überschiebungsakt mit der zugehörigen Dynamometamorphose miterlebt hat. Der Marmor selbst ist im Gegensatz zu den anderen an der Überschiebung liegenden moldanubischen Gesteinen rekrystallisiert und Diopsid-führend geworden, was Kretschmer auf die spätere Intrusion des benachbarten tonalitischen Lagerganges zurückführt.

2. Lagerstätten des „kaledonischen Geosynklinalvulkanismus“.

Die kristallinen Schiefer des Riesengebirgsrahmens und des Glatzer Schneegebirges enthalten Züge von Amphiboliten, Grünschiefern und kristallinen Kalken cambro-silurischen Alters, in welche an zahlreichen Stellen Lager von Magnetit eingelagert sind. Die Erzlager treten vorwiegend an der Grenze von Amphibolit im Liegenden und Marmor im Hangenden auf. Der Magnetit ist durchwegs sehr feinkörnig. Er ist eng mit dem Nebengestein verwachsen. Sein Mikrogefüge läßt Metamorphose, vielfach Kataklase erkennen. Ein gelegentlicher sehr schwacher Sulfidgehalt (Pyrit und Kupferkies) ist praemetamorph. In grundsätzlich gleichartiger Ausbildung treten solche Magnetitlager im südlichen Riesengebirge (Hackelsdorf bei Hohenelbe, Zehgrund bei Petzer, Fichtig, Grenzbauden); im östlichen Riesengebirge (Schmiedeberg) und im Glatzer

Schneegebirge (Johannisberg, Klessengrund, westlich Mittelwalde) auf. Die geologische Position dieser Magnetitlager zwischen ehemals diabasischen Amphiboliten und kristallinen Kalken, sowie ihre weiträumige Verbreitung führen zu der Annahme, daß hier regionalmetamorphe syngenetische Lagerstätten vom Lahn-Dill-Typus vorliegen, also sedimentäre Eisenlagerstätten, deren Entstehung mit dem submarinen Diabasvulkanismus verknüpft war.

Hiezu gehört auch die bekannte Magnetitlagerstätte von Schmiedeberg. Entgegen der bisher herrschenden Lehrmeinung, daß Schmiedeberg eine kontaktmetasomatische Lagerstätte, gebildet durch den benachbarten Riesengebirgsgranit, sei, haben zu verschiedenen Zeiten F. Klockmann, A. Sachs und E. Bederke (in H. Cloos, „Der Gebirgsbau Schlesiens“) betont, daß es sich hier um eine am Kontakt metamorphosierte, präexistierende Eisenlagerstätte handle. Bederke wies besonders darauf hin, daß die erzführende Serie von Schmiedeberg im direkten Fortstreichen von der des südlichen Riesengebirges liegt, und er ordnete demgemäß nur die das gefaltete Magnetitlager glatt durchsetzenden Aplitgänge sowie die reichlich beibrechenden sulfidischen Erze dem jungen Riesengebirgsgranit zu. Diese Auffassung fand eine vollständige Bestätigung durch die chalkographische Untersuchung des Erzgefüges. Es hat sich gezeigt, daß der Schmiedeberger Magnetit durchwegs sehr feinkörnig und vorwiegend stark kataklastisch ist, ganz wie der der südlichen Riesengebirgslagerstätten, während die sulfidischen Erze (vorwiegend Magnetkies, Pyrit und Arsenkies) ein mechanisch intaktes Gefüge aufweisen. Stellenweise hat der Magnetit typisches Rekrystallisationsgefüge. Das vorgranitische Alter des Magnetits ist somit erwiesen.

3. Lagerstätten des kaledónischen Intrusivvulkanismus.

Innerhalb des großen Gneislakkolithen des Isergebirges zieht sich von Flinsberg gegen Hirschberg ein schmaler Streifen von Glimmerschiefer als ein eingefaltetes Stück des sedimentären Daches des Intrusivkörpers. In diesem Glimmerschiefer liegen mehrere Fahlbänder, auf die in früheren Zeiten Bergbau umging. Bei Querbach wurden vorwiegend Kobalterze, bei Giehren

Zinnerze, nördlich der Tafelfichte Kupferkies gewonnen. G. Berg (1920) hat die metamorphe Natur dieser Lagerstätten und ihre pneumato- bis hydratogene Abkunft vom alten Granit, der bald nach seiner Intrusion zum Gneis umgewandelt wurde, erkannt. Im einzelnen bietet das Gefüge gerade dieser Lagerstätten sehr viel Interessantes. Die Erze (Magnetkies, Arsenkies, Glanzkobalt, Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz u. a. m.) sind strikt in den Schiefer eingeschlichtet. Arsenkies und Glanzkobalt liegen z. T. noch in kataklastischen Splittern vor; die anderen Erze sind gemeinsam mit den Schiefermineralien umkristallisiert, woraus ein sehr unklares und wechselvolles Altersverhältnis aller Komponenten zueinander resultierte, ganz ähnlich, wie es E. Clar von der tauernmetamorphen Lagerstätte Schneeberg in Tirol beschrieben hat. Die Umkristallisation war mit einer Neubildung von Granatporphyroblasten verbunden, in welchen auch Einschlüsse von gestrecktem Glanzkobalt und Magnetkies liegen. Jüngere Bewegungen haben das „si“ der Granaten gelegentlich etwas verstellt.

Nicht weit vom Nordrand des Gneises liegen im Phyllit des Bober-Katzbachgebirges bei Hubdorf und Wünschendorf einige Quarz-Arsenkiesgänge, deren starke Zerstückelung und kataklastisches Mikrogefüge eine Abkunft vom Gneis möglich erscheinen lassen.

4. Lagerstätten des variscischen Geosynklinalvulkanismus.

Das Mitteldevon der Ostsudeten enthält reichlich Diabase, Diabastuffe und Kalke. An diese Formation sind, gleich wie in zahlreichen anderen Gegenden, Eisenlager gebunden.

Im engeren Altwatergebiet lassen sich diese am besten am Ostabfall des Gebirges bei Klein-Mohrau studieren. Dort liegen zwischen NNO streichenden devonischen Grünschiefern, Grauwackenschiefern und Kalken konkordante Eisenlager, von deren Abbau große Pingenanlagen am Urlich Berge zeugen (s. auch F. Sellner, 1931). Das Erz ist Eisenglanz und Magnetit. Im Dünschliff lassen Chloritschiefer und Kalk starke kataklastische Durchbewegung erkennen. Im Kalk liegen verhältnismäßig unversehrte Albitporphyroblasten. Die erzmikroskopische Betrachtung zeigt, daß der Eisenglanz streng in die Schieferung eingeschlichtet ist; seine Blättchen sind bisweilen etwas gefältelt. Im Eisenglanz liegen kleine idiomorphe Magnetitkörner, die

demgegenüber gar nicht oder nur wenig zerbrochen sind. Sie zeigen keine Martitisierung. Vermutlich sind sie aus dem Eisenglanz durch „statische Metamorphose“ hervorgegangen. — Weiter im Süden, bei Bergstadt und Römerstadt, liegen noch mehrere analoge Vorkommen (Lowag, 1903).

Der dem Westabfall des Teßneisgewölbes eingeschuppte Devonzug ist stärker metamorph. Das gleiche gilt von der in ihm liegenden Lagerstätte am Leiter-Berg. Das Eisenerz ist hier Magnetit, der ein 3 m mächtiges Lager zwischen Phyllit und Grünschiefern bildet; eine dünne Kalkbank tritt begleitend auf (Sellner, 1931). U. d. M. zeigt der Magnetit ebenso wie die Schiefer starke Kataklyse. Der Magnetit wird von jüngerem Magnetkies und etwas Kupferkies durchtrümpert und ankorrodiert. Sellner und Wilschowitz haben schon die syngenetische Natur des Eisenerzes und seine Abkunft vom Diabasvulkanismus betont.

Nicht für alle Magnetitlager des Altvatergebirges ist die Altersstellung geklärt. Das gilt vor allem für die an Amphibolite geknüpften Lager östlich von Freiwaldau (Berglöcher, Reihwiesen). Hier liegen rekristallisierte feldspatführende Hornblende- und Biotitschiefer vor; damit verknüpft ist kristalliner Kalk und Magnetit. Ursprung des Nebengesteins und der Magnetitlager ist noch unbekannt. Für die von F. Slavik (1923) ausgesprochene Ansicht, daß es sich um Skarne handle, sehe ich keine Beweise.

5. Lagerstätten des variscischen Intrusivvulkanismus.

a) Lagerstätten um den Lausitzer Granit.

Am Nordkontakt des Lausitzer Granitmassivs liegen in der Umgebung von Görlitz einige unbedeutende Erzvorkommen (Görlitz, Rengersdorf, Wiesa). Die Erze stehen in Verbindung mit Quarzgängen. Vielfach sind sie schon durch descendente Vorgänge weitgehend umgewandelt. Das relativ bedeutendste dieser Vorkommen ist der Quarz-Kupfergang von Ludwigsdorf. Fast allen diesen Vorkommen ist ein wenn auch nur sehr geringer Gehalt an Nickelerzen eigen.

b) Die Lagerstätten um den Riesengebirgsgranit.

Der junge Riesengebirgsgranit war der bedeutendste Erzbringer in den Westsudeten. Die zu ihm gehörigen Lagerstätten

lassen in besonders glücklicher Weise die gemeinsamen Eigenschaften einer Familie studieren.

Längs dem Südrand des Granitmassivs liegt in den Schiefen des Rahmens eine Reihe von kleinen Gangvorkommen, welche teils ihres Kupfergehaltes, teils ihres Arsengehaltes wegen abgebaut wurden. Arsenkies, Magnetkies und Kupfererze erscheinen in wechselnder Vormacht; die Gangart ist meist quarzig (Rochlitz, St. Peter, Riesengrund, Schatzlarloch, Eulengrund). In Arnsberg bei Schmiedeberg treten kiesig-blendige Gänge auf. Die vom Granit abstammenden sulfidischen Erze im Magnetitlager von Schmiedeberg sind vorwiegend Magnetkies und Pyrit, daneben Arsenkies, seltener Wismut, Kobalterze und Uranpechblende. Am Ostkontakt des Massivs liegt die Lagerstätte von Rothenzechau, ein Lagergang mit Arsenkies und Quarz und begleitenden Erzen der „kiesig-blendigen Bleiformation“. Aus der Zinkblende sind Nadelchen von Zinnstein bekannt, im Bleiglanz sind Körnchen von gediegen Wismut eingesprengt. Im Distrikt von Kupferberg-Rudelstadt treten unmittelbar an der Granitgrenze Kontaktlager, in weiterem Abstand davon Gänge von verschiedener Streichrichtung auf verschiedener Mineralfüllung auf. Quarz und Kupfererze herrschen vor, daneben erscheinen Arsenkies, Pyrit, Bleiglanz, Zinkblende, Fahlerz, Karbonate und als Seltenheiten Kobalt-, Nickel-, Wismut- und Zinnerze. Weiter nördlich, jenseits der innersudetischen Hauptwerfung, die den kristallinen Riesengebirgsrahmen von den Grünschiefern des Bober-Katzbachgebirges trennt, liegt der mächtige Porphyрstock von Altenberg. An ihn geknüpft sind Gänge mit einer älteren Quarz-Arsenkiesgeneration und einer jüngeren karbonspätigen Kupferkiesgeneration. Auch hier wieder ein leichter Gehalt an Wismut, Kobalt und Zinn. Der Stoffbestand der Altenberger Gänge und ihre aus zahlreichen Merkmalen erkennbare heiße Bildungstemperatur weisen deutlich auf unmittelbare Verwandtschaft dieses Vorkommens mit den Riesengebirgslagerstätten, während mit den fluorbarytischen Bleigängen des rotliegenden Porphyrvulkanismus in der Eule und im Waldenburger Bergland keine Ähnlichkeit besteht. Diese Verwandtschaftsbeziehung der Lagerstätte sowie die seit langem bekannte Feststellung, daß der Porphyрstock in seinem Inneren granitporphyrische Ausbildung zeigt und einen

Kontakthof im Schiefer um sich hat, lassen den Altenberger Porphyrostock als höchsten Teil einer Wiederauftragung des Riesengebirgsgranits erkennen. Von hier aus nordwärts liegen im Bober-Katzbachgebirge noch einige kleine Erzvorkommen. Es sind das karbonspätige Arsenkies-Kupferkiesvorkommen von Ober-Leipe, der Kupferkies-Spateisengang von Kolbnitz (mit geringem Kobalt- und Wismut- und Arsengehalt) und am weitesten nördlich die Spateisengänge von Hermannsdorf und Willmannsdorf, welche letztere zu einem großen Teil deszendiert in Roteisenstein umgewandelt sind. Wir sehen also bei diesen Erzlagerstätten von Altenberg ausgehend in der Reihe von Süden nach Norden eine stetige Abnahme des Arsenkies- und Kupferkiesgehaltes und eine stetige Zunahme des Sideritgehaltes. Mit Hinblick auf die Zuordnung von Altenberg erweisen sich diese Vorkommen somit als apomagmatische Lagerstätten des Riesengebirgsgranits.

Die vom Riesengebirgsgranit abstammenden Lagerstätten zeigen Gemeinsamkeiten in vielerlei Hinsicht. Eine stoffliche Verwandtschaft ist durch den Reichtum an Arsen und das häufige Auftreten kleiner Mengen von Wismut, Kobalt und Zinn dargetan. Auch in quantitativer Hinsicht lassen sich gewisse Beziehungen in den Mengenverhältnissen der Metalle zu einander erkennen. Die Mineralsuccesion ist im wesentlichen übereinstimmend. Arsenkies, Pyrit und Quarz sind früheste Bildungen, darauf folgen Magnetkies, Zinkblende und Kupferkies und schließlich Karbonate mit Fahlerz, Kupferkies und Bleiglanz. Doch sind nicht alle Generationen überall vertreten. Das Gefüge der Erze ist im wesentlichen mechanisch unversehrt. Eine sehr bemerkenswerte Beziehung zum inneren Bau des Granitmassivs zeigt die Lage der Erzvorkommen (Abb. 1). Die Erzlagerstätten liegen — mit Ausnahme des kleinen Kiesvorkommens bei Schreiberbau — durchwegs parallel dem Südrand und dem Ostrand des Granitmassivs. Parallel diesen beiden Rändern, die orographisch als Hauptkamm und Landeshüter Kamm erscheinen, hat nun Cloos bei seiner granittektonischen Aufnahme des Riesengebirges die langgestreckten Scheitel der beiden (asymmetrischen) Schlierengewölbe im Granit festgestellt. Auf Grund des inneren Schlierenbaues und auf Grund des besonderen, aplitischen „Kammgranits“, der vielleicht einen saueren Nachschub aus der Wurzel darstellt, hält Cloos die Gegend der beiden

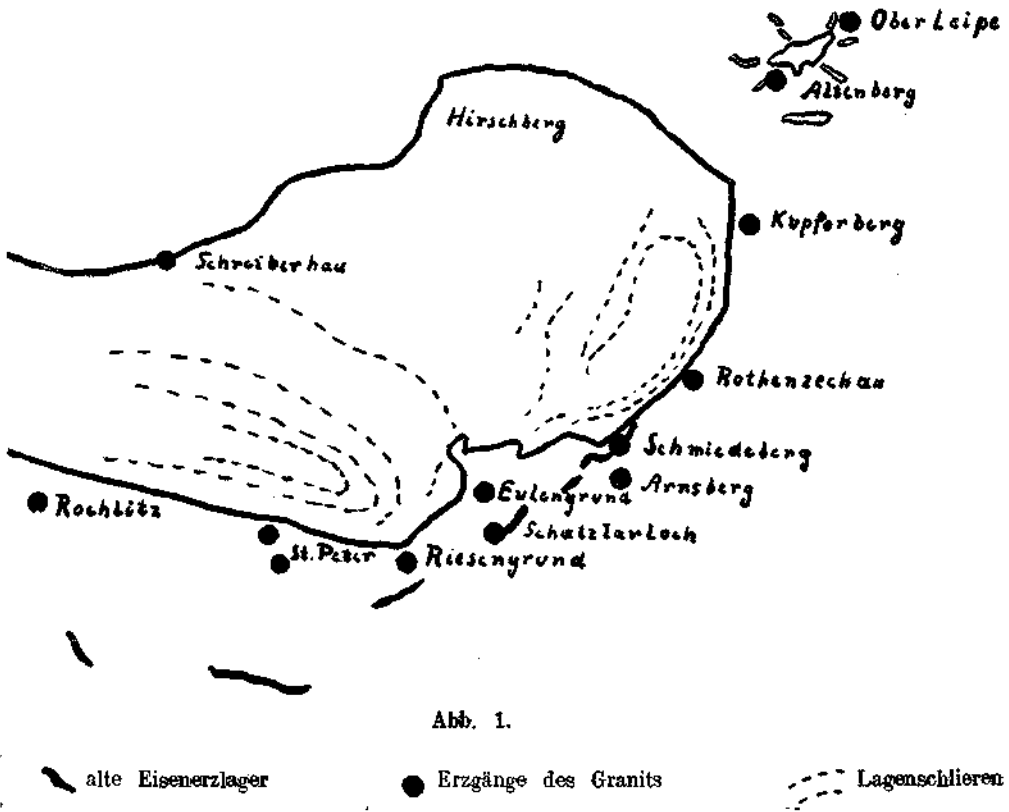


Abb. 1.

Scheitel für die ehemaligen Aufstiegsstellen der Schmelze, die von dort flach nach Norden und Westen in den Hirschberger Kessel abgeflossen ist. Die Lage der Erzvorkommen zeigt, daß die Quellspalten des Granitmagma auch die Quellspalten für die folgenden Erzlösungen waren. Das Auftreten der Erzlagerstätten an den kontaktseitigen, steileren Flanken der Gewölbe ist bedingt durch die bessere chemische Reaktionsfähigkeit des Nebengesteins und wohl auch durch die hier steiler liegenden Lagenschlieren und Randspalten, welche bessere Aufstiegswege für die ascendenten Exhalationen boten.

Die in der Fortsetzung der Landeshuter Quellspalte liegende Lagerstätte von Altenberg ist eine typisch „akrobatholitische“ Lagerstätte im Sinne von W. H. Emmons.

c) Die Lagerstätten im Glatzer und Reichensteiner Gebirge.

Die wichtigste Erzlagerstätte dieses Gebietes ist die Arsenlagerstätte von Reichenstein, die kürzlich durch A. Neuhaus (1933) eine sehr eingehende Bearbeitung erfahren hat. Es handelt sich um ein kontaktmetasomatisches Vorkommen von Löllingit, Arsenkies und Magnetkies in einem Dolomitmarmor, bzw. dessen Umwandlungsprodukten. Nur lokal tritt jüngerer Bleiglanz, Zinkblende und Antimonglanz auf. Die Lagerstätte stammt von einem posttektonischen Granit ab, von dem zahlreiche aplitische Gänge Zeugnis ablegen. Mit Reichenstein verwandt ist jedenfalls das kleine Arsenkies-Bleiglanz-Vorkommen von Jauernig: der Gang dort setzt in Quarzitschiefern und dunklen Phylliten auf, also einer Gesteinsgruppe, welche nach jüngsten Untersuchungen von E. Bederke (1934) dem Silesicum angehören und in einem Halbfenster liegen. Die Reichensteiner Lagerstätte selbst liegt dagegen in Gesteinen der überschobenen Serie. Es zeigt dies das Übergreifen der jüngeren Vererzung über die Deckengrenzen. Bei Leuthen, Martinsberg und Klessengrund im Glatzer Schneegebirge liegen unbedeutende Blei- und Zinkgänge.

Nahe dem Westrand des Glatz-Reichensteiner Syenitmassivs liegt im Warthaer Grauwackengebirge bei Burgstadel ein altes Antimonitvorkommen mit begleitendem Bleiglanz, Zinkblende und Pyrit. Das Nebengestein, ein vom „Syenit“ abzweigender Dioritporphyritgang, ist propylitisiert. Am Mühlberg bei Mähr.-Altstadt tritt in nächster Nähe des tonalitischen Lagerganges gleichfalls eine Antimonitlagerstätte auf. Zwischen dem feinkörnigen Antimonglanz, der im Anschliff häufig etwas verbogene Zwillinglamellen aufweist, sowie auch als Einschlüsse im Quarz liegen kleine Körnchen von Arsenkies. Die Succession ist nach dem mikroskopischen Befund: Arsenkies — Quarz — Antimonglanz. Daneben kommt noch etwas Pyrit und Carbonat vor, nach Lowag auch Bleiglanz, Zinkblende und Rotnickelkies. Es handelt sich jedenfalls hier um eine Antimonitlagerstätte, die von einem Tiefengestein abstammt und etwas höhere Bildungstemperatur hatte. (Etwa von der Art der mittelfranzösischen.) Ob die beiden Antimonitvorkommen von den jeweils nahe gelegenen tonalitischen Intrusiven abstammen oder von jüngeren Graniten, ist nicht zu entscheiden. Ich möchte wegen der weit-

gehenden mechanischen Unversehrtheit der Mühlberger Gänge das letztere glauben.

d) Die Erzgänge im Altvatergebirge.

Die beiden Gneiskuppeln des Hohen Gesenkes mit ihren Hüllgesteinen enthalten an zahlreichen Stellen Erzgänge, die in früheren Zeiten abgebaut wurden. Über ihre Mineralführung liegen ältere Angaben von Roemer, Lowag, Gürich und Zepharovich vor. Zumeist sind es Goldquarzgänge, bisweilen auch Kupfer- und Blei-Zinkgänge. An der Einheitlichkeit dieser weit über das Gebirge verstreuten Bildungen kann in Anbetracht der stofflichen Gleichartigkeit und der posttektonischen Natur der Lagerstätten ein Zweifel nicht bestehen.

Eine wichtige Gruppe der Goldgänge liegt zwischen Würbenthal und Dürrseifen in den dunklen Devonphylliten des östlichen Altvatergebirges. Die Gänge haben nach Lowag nordöstliches Streichen. Es sind mächtige Gänge von weißem Quarz, in denen am Ölberg, nördlich Dürrseifen, Pyrit, am Hohen Berg auch wenig Kupferkies und Siderit eingesprengt ist. Die Fingen halten sich nur an die Hutzone, das Freigold wurde in den mit Brauneisen erfüllten Drusen des Quarzes gefunden. Wichtig für die Entscheidung der Altersstellung der Goldgänge sind Beobachtungen, die man an den großen Halden am Nordhang unter dem Gipfel des Ölberges machen kann. Hier liegen gewaltige Blöcke des Nebengesteins, eines dunklen phyllitischen Tonschiefers, der, wie so viele ostsudetische Gesteine, zwei sich kreuzende Schieferungen aufweist.³⁾ Die Quarzgänge und -Adern folgen bald der einen, bald der anderen Schieferung; bisweilen sind auch Phyllitbruchstücke, welche beide Schieferungen enthalten, in einer gegen die Umgebung etwas verdrehten Lage allseits vom Gangquarz umkittet. Die Gangbildung ist also jünger als beide Schieferungen. Nun zeigen die Haldenschiefer nicht nur Quarzgänge, sondern auch gelegentlich dünne Aplitgänge, welche gleichfalls jünger als die Schieferung sind. Ins Innere der Aplitgänge frißt sich bisweilen etwas Milchquarz als anscheinend jüngere Bildung ein. In den Dünnschliffen zeigt der Gangquarz noch ursprüngliches Grobkorn, aber kräftige un-

³⁾ Auf die weite Verbreitung zweier Schieferungen in den Ostsudeten wies Herr Prof. Bøderke mich hin.

dulöse Auslöschung und stellenweise Zerbrechung. Wo noch richtiger Stengelquarz vorliegt, sind die Stengel etwas verbogen. Der Aplit, der auch im Verbande mit dem jüngeren Gangquarz beobachtet wurde, besteht aus mittelkörnigem, scharf lamelliertem Albit und aus Quarz. Die Albitlamellen sind bisweilen etwas „verworfen“, der Quarz undulös. Muscovit ist spärlich. An Bröselzonen dringt etwas Carbonat ein. Aplit und Gangquarz zeigen also den gleichen Grad der mechanischen Beanspruchung, nämlich eine merkliche Pressung aber keinerlei Durchbewegung mehr. Wenn diese Pressung noch auf einen variscischen Gebirgsdruck zurückzuführen ist, was nach den bekannten Beobachtungen am Friedberger Granit wahrscheinlich ist, dann sind die Goldquarzgänge wohl im unmittelbaren Anschluß an die Aplit gebildet worden. Noch etwas weiter nördlich, gegen Ludwigsthal zu, liegt ein Quarzgang mit Kupferkies und Pyrit. Von der Gabel erwähnt Lowag Gänge mit Gold, Pyrit, Kupferkies und Molybdänglanz.

Aus der nächsten Umgebung von Dürreseifen selbst sind Goldquarzgänge mit Pyrit, Arsenkies, Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende bekannt. Ein Anschliff aus einer Erzprobe vom Barbarastollen zeigt groben, etwas zersprungenen Arsenkies in Quarz, zwischen dessen Körnern undeformierter Bleiglanz und etwas Kupferkies eindringt. Beim „Trampusfelsen“ nordöstlich Klein-Mohrau liegen Halden mit Grünschiefer, welcher zwei Schieferungen hat. Milchquarzgänge folgen auch hier bald der Hauptschieferung, bald der transversalen, bald queren sie das Gestein beliebig. In der Mitte der Quarzgänge liegt in Nestern als jüngere Bildung Braunspat.

Ein Blei-Zinkgang liegt im Diabas zwischen Karlsdorf und Neudorf. Er ist durch einen frischen Stollen angefahren und hat NNO-Streichen. Der Gang ist jünger als die Schieferung. Das Nebengestein ist in Gangnähe gebleicht. Das Erz ist grobkristalline, dunkle Zinkblende, welche von Siderit durchtrüemt wird. Die Zinkblende enthält mikroskopisch sichtbare Einschlußtröpfchen und Adern von Kupferkies. In den Siderit dringen Kupferkies und Bleiglanz in dünnen Adern. Im begleitenden dunklen Phyllit tritt Schwefelkies auf.

Eine andere Häufungsstelle von Erzgängen liegt in der Umgebung von Zuckmantel, am Querberg und bei Ober-

grund. Es sind nach den Literaturangaben goldführende Quarzgänge mit Pyrit, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz und Carbonaten. Die eigene Ausbeute an frischen primären Erzen von den dortigen Halden war gering, doch liegen im Breslauer Institut noch alte, von Halfar und Roemer gesammelte Proben. Im Anschliff zeigen die Erze der Fundpunkte um Zuckmantel viel Ähnlichkeit. Es wiegt kleinkörniger, derber, oft etwas zersprungener Pyrit vor, zwischen dessen Körner sich Zinkblende mit Kupferkieseinschlüssen und Bleiglanz einschieben.

Von der Goldkoppe bei Freiwaldau nennt Lowag Quarzgänge mit Gold, Arsenkies und Molybdänglanz.

Auch aus der überschobenen Altstadtserie sind Vertreter dieser Gangformation bekannt. Vom Altenberg bei Mährisch-Altstadt erwähnt Lowag Reste alten Bergbaus auf Goldquarzgänge mit Pyrit, Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz.

Am Kupferberge bei Zöptau liegen Quarz-Kupfererzgänge.

Die Mineralsuccession aller dieser Erzgänge weist überall, wo eigene Beobachtungen dazu vorliegen, auf eine ältere und vorwiegende Quarzausscheidung, an welche Arsenkies und Pyrit geknüpft erscheinen, und eine jüngere Folge mit Zinkblende, Siderit, Kupferkies und Bleiglanz. Weiterhin ließ sich mehrfach feststellen, daß die Gangbildungen jünger sind auch als die Transversalschieferung in den Ostsudeten, daß sie aber von einer schwachen Pressung anscheinend noch durchwegs betroffen wurden. Ein entsprechendes zeitliches Verhältnis zur Schieferung besteht für den Friedberger Granit; auf diese wichtige Tatsache hat Herr Professor E. Bederke mich freundlicherweise aufmerksam gemacht. Damit trifft sich die Erzbildung zeitlich mit der Phase des Aufsteigens der jungen Granite, von welchen wir im Altwatergebirge nur kleinere Durchbrüche in der Umgebung von Mährisch-Schönberg, Zöptau, Freiwaldau und Zuckmantel sehen, während jenseits des Randbruches im Vorland das gewaltige Granitmassiv von Strehlen-Friedeberg bloßliegt. Gerade diese Verhältnisse in den Ostsudeten sind eine weitere Bestätigung für die 1933 ausgesprochene Annahme, daß die von Cloos hervorgehobene Erzarmut des Sudetenvorlandes gegenüber dem Gebirge auf das tiefere Abtragungsniveau im ersteren zurückzuführen sei, wodurch die an Lagerstätten reichen Dachpartien der Granitkörper hier schon

entfernt sind. Für die aus der Paläogeographie des Rotliegenden und Mesozoikums schon stets gefolgerte ehemalige Hochlage der Vorlandsscholle hat E. Bederke jüngst den unmittelbaren Beweis durch Beobachtungen an zwei Stellen des Sudetenrandbruches erbracht (1934).

Die Tektonik des Altvatergebirges ist häufig mit der Tektonik der Hohen Tauern verglichen worden. L. Kölbl hat die Analogie besonders ausgeführt (1929). Diese Ähnlichkeit gilt auch für die Erzgänge hier und dort. Die Goldgänge der Tauern sind kürzlich von A. Tornquist und seinen Mitarbeitern eingehend studiert worden. Ihre Gleichalterigkeit mit einer Reihe von anderen alpinen Erzvorkommen ist dabei nachgewiesen worden. Früher hat schon W. Petrascheck die Einheitlichkeit des Hauptteiles der ostalpinen Vererzung erkannt (1926) und dabei besonders betont, daß speziell auch die Tauerngoldgänge jünger als Deckenbau und Metamorphose sind. An anderer Stelle hat W. Petrascheck (1932) noch eigens jenen Anschauungen widersprochen, nach denen die ostalpinen Gänge auf den Zentralgneis selbst zurückzuführen seien. Sie werden vielmehr mit dem jüngeren, mitteltertiären Vulkanismus im alpidischen Orogen in Zusammenhang gebracht.

Die gleiche Stellung nehmen die Goldquarzgänge im Altvatergebirge ein. Sie sind jünger als die Metamorphose. Sie überschreiten auch die Deckengrenzen. Sowie in den Tauern die meisten Goldgänge dem Fensterbereich angehören, aber doch auch einige gleichartige Vorkommen, wie Pusterwald und Kliening, im ostalpinen Kristallin liegen, so sehen wir auch im Hohen Gesenke die Mehrzahl der Gänge im Kepernik- und Altvatergewölbe, aber doch auch jenseits der Überschiebung im moldanubischen Kristallin das Vorkommen von Altenberg bei Altstadt. Auch das ist kein Zufall. Die Häufung der Gänge in den Fenstern rührt von dem allgemeinen Bestreben der Granite her, in vorhandene Kulminationen einzudringen.

6. Die Lagerstätten des jungvariscischen Extrusivvulkanismus.

Die jüngste Gruppe von Erzlagerstätten in den Sudeten sind die fluorbarytischen Blei-Zinkgänge in der Eule und in den nördlichen Randteilen der Innersudetischen Mulde. Es sind schwach thermale Bildungen, welche zumeist NW streichenden Ruschel-

zonen folgen. Ihre Altersstellung ergibt sich daraus, daß sie neben Gneis und Culm auch Obercarbon und bei Gottesberg den Hochwaldporphyr durchsetzen. Sie sind ebenso wie die erzführenden Schwerspatgänge im Harz im Zusammenhang mit dem jungen Porphyrvulkanismus gebildet.

Hier seien auch noch die sogenannten „Dolomitgänge“ erwähnt, die am Südrandbruch des Eulengneises auf den Blättern Langenbielau und Neurode an mehreren Stellen eingetragen sind. Es handelt sich um längliche Stöcke von Ankerit und Dolomit, welche meist an Verwerfungen von Kristallin gegen Carbon liegen. Bisweilen enthalten sie sehr geringe Mengen von Kupfererzen und Baryt. Der von D a t h e in den Erläuterungen zu den betreffenden Blättern ausgesprochenen Ansicht, daß hier echte carbonatische Gänge vorliegen, steht schon die große Mächtigkeit der Vorkommen entgegen, die am Leerberg bis gegen 150 m beträgt. Es handelt sich vielmehr, wie Feldbeobachtung und Dünnschliffe zeigen, um mylonitische und dann metasomatisch verdrängte Partien von Serpentin, der bei Köpprich unmittelbar angrenzend ansteht. Stellenweise ist auch Gneismylonit von Carbonat durchädert. Zur gleichen Deutung der Ankeritstöcke ist schon Herr Dr. Georg Fischer bei seinen früheren Aufnahmen des Eulenrandes gekommen, wie er mir freundlicherweise mündlich mitteilte. In diese carbonatischen Stöcke sind jüngerer Kupferkies und Schwerspat eingedrungen.

Schließlich sind im Gefolge des Porphyrvulkanis wohl auch jene kupferhaltigen Lösungen aufgestiegen, die am Hronow-Paraschmitzer Bruch mehrfach die Rotliegend-Arkosen schwach imprägniert haben.

LITERATUR:

Bederke E.: Die Grenze zwischen West- und Ostsudeten. — Geol. Rundschau, 1929.

— Sudetenrand und Eulengneisproblem. — Veröffentl. d. Schles. Ges. f. Erdkunde, H. 21, 1934.

Berg G.: Die Erzlagerstätten der nördlichen Sudeten. — Abh. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. 74, Berlin, 1913.

— Zur Genesis und Systematik schlesischer Erzlagerstätten. — Zbl. f. Min. usw., 1920.

Cloos H.: Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Berlin, 1922.

— Das Riesengebirge in Schlesien. Berlin, 1925.

Gürich G.: Über die Goldvorkommen bei Würbenthal. — Jahresber. d. Schles. Ges. f. Vaterländ. Kultur, 1897.

Kölbl L.: Der alpine Bau des Altvatergebirges. — Mittlg. d. Wiener Geol. Ges., 1929.

Kretschmer F.: Der metamorphe Dioritabbrogang im Schnee- und Bielengebirge. — Jb. Geol. Reichsanstalt, 67, Wien, 1917.

Löwag J.: Die Diorite des Altvatergebirges mit Bezug auf die Gold-Quarzgänge im Unterdevon. — „Berg- und Hüttenmänn. Zeitung“, Leipzig, 1902.

— Die kristallinen Schiefer und Massengesteine des Altvatergebirges und deren Minerallagerstätten. — „Montanzeitung“, 1907.

Petrascheck W.: Die Magnesite und Siderite der Alpen. — Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch., Mat. Nat. Kl. Wien, 1932.

Petrascheck W. E.: Die Erzlagerstätten des Schlesischen Gebirges. — Archiv f. Lagerstättenforschung, H. 59 Berlin, 1933.

Römer F.: Geologie von Oberschlesien. Breslau, 1870.

Sellner F.: Die Magnetitlagerstätten der tschechoslowakischen Republik. — Z. f. Prakt. Geol., 1930 und 1931.

Törnquist A.: Vererzung und Wanderung des Goldes in den Erzen der Hohen Tauerngänge. — Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. Mat. Nat. Kl., Wien, 1933.
