

DIE KONTAKTLAGERSTÄTTE VON AKDAĞMADENİ UND IHR GEOLOGISCHER RAHMEN INNERHALB DES ZENTRALANATOLISCHEN KRISTALLINS

Raimund VACHE

Mineral Research and Exploration Institute of Turkey

A. VORWORT

Im östlichen Abschnitt des Kızılırmakbogens erhebt sich das Akdağ genannte Waldgebirge bis in Höhen von 2000 m. Den Nordfuss des verkehrsmässig schlecht erschlossenen Mittelgebirges begleitet die Nationalstrasse 2 von Yozgat nach Sivas. An ihr liegt, von genannten Städten etwa gleich weit entfernt, der Hauptort der Region, der Marktflecken Akdağmadeni. Einige km nordöstlich dieses Ortes befinden sich die seit alters her bekannten Blei-Zink-Silberlagerstätten des Akdağ.

Diese Gruben wurden in den vergangenen Jahrzehnten zu wiederholten Malen untersucht und beschrieben (Fliegel & Wenker, 1910; Pilz, 1936; Kovenko, 1945 und 1947). Dabei handelt es sich aber immer nur um die Darstellung der Verhältnisse im unmittelbaren Bereich der alten Abbaue. Eine Kartierung der weiteren Umgebung und die Einordnung des Lagerstättenbereiches in die regionale Geologie des Gebirges war nicht erfolgt. Auch die Übersichtsbegehungen, die zur Anfertigung der Geologischen Karte der Türkei (1 : 800 000) unternommen wurden, brachten in dieser Hinsicht keine Fortschritte. Diese Karte verzeichnet für das ganze Gebirge einheitlich die Signatur «kristallines Grundgebirge». Erst die ebenfalls hauptsächlich auf Lagerstättenprobleme gerichteten Untersuchungen von Pollak (1958) brachten Licht in die regional-geologischen Verhältnisse dieses problemreichen Gebirges. Obwohl die Lagerstätten von Akdağmadeni nicht zu seinem Arbeitsbereich gehörten, konnte Pollak eine stratigraphische und tektonische Gliederung des Gesamtgebietes geben, die sich auch bei meinen später erfolgten Detailuntersuchungen im Lagerstättenraum von Akdağmadeni als vollauf zutreffend erwies.

Die neuerliche Bearbeitung, die ich im Herbst 1962 durchführte, war aus folgenden Gründen wünschenswert und notwendig geworden : Durch den Neubeginn der bergbaulichen Tätigkeit wurden frische Tiefenaufschlüsse geschaffen, die mehr Klarheit in die räumliche Anordnung der Vererzung bringen konnten. Zum zweiten kam das Erscheinen der ausgezeichneten topographischen Karte 1 : 25 000 hinzu, die für eine genaue Kartierung des schlecht aufgeschlossenen, waldbestandenen Geländes unbedingt erforderlich war. Als letzter günstiger Umstand ist zu erwähnen, dass auch eine Karte der vor einigen Jahren erfolgten magnetischen Luftaufnahme vorlag, aus der wertvolle Daten entnommen werden

konnten. Die von mir detailuntersuchten Gebiete sind auf der tektonischen Übersichtskarte verzeichnet, wo auch die Lage des Bergbauebietes innerhalb des Gebirges zu erkennen ist.

B. DAS KRISTALLINE GRUNDGEBIRGE

Das Gebirge des Akdağ bildet den östlichsten Ausläufer des Zentralanatolischen- oder Kırşehirmassivs, welches sich vom Mittellauf des Kızılırmak im Westen nach Osten zu verschmälernd bis in die Gegend von Sivas erstreckt. Der Gesteinsbestand ist über das ganze Massiv hin ziemlich gleichförmig. Man kann ein metamorphes Grundgebirge, das aus Gneisen, Glimmerschiefern, Quarziten und kristallinen Kalken aufgebaut wird, von nicht metamorphen Plutoniten und deren Gangfolge trennen. Typisch sind die vielerorts auftretenden Kontaktlöcher in der Umgebung der Intrusiva. Auf dem Kristallinkomplex lagert als Deckgebirge auf grosse Erstreckung hin eine mächtige Folge junger Sedimente, deren Absatz vom Eozän bis in die jüngste Zeit hinein andauerte. Das Massiv von Akdağ taucht nach allen Seiten unter diese Tertiärschichten ab. Dadurch wird leider die unmittelbare Verfolgung seiner Strukturen nach Westen hin verhindert.

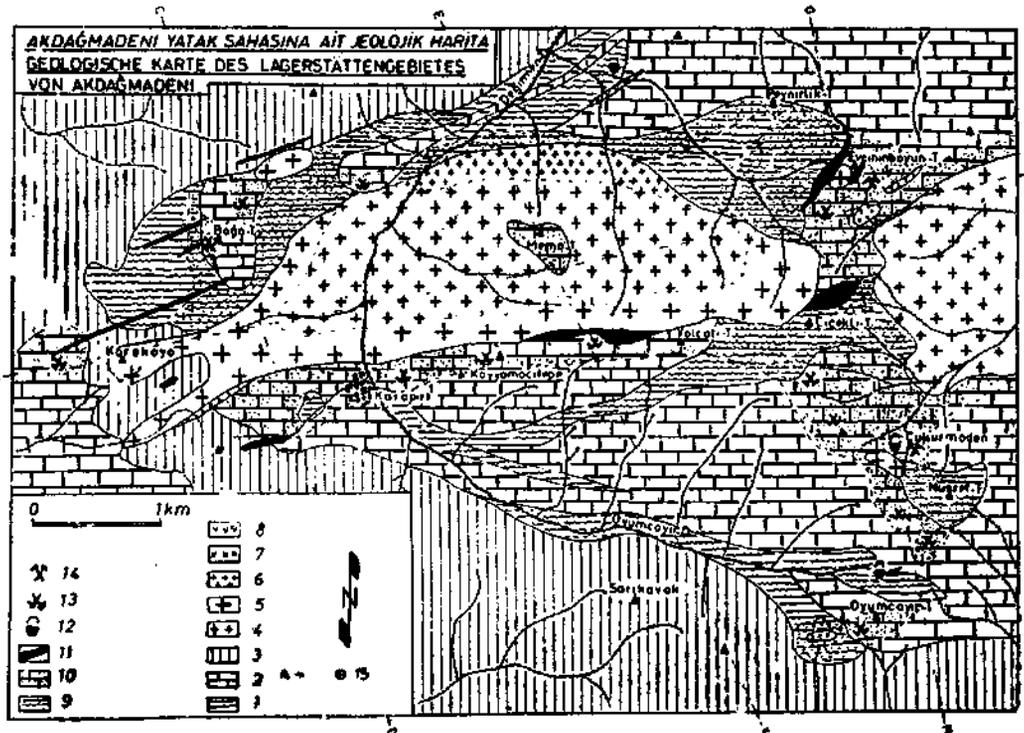
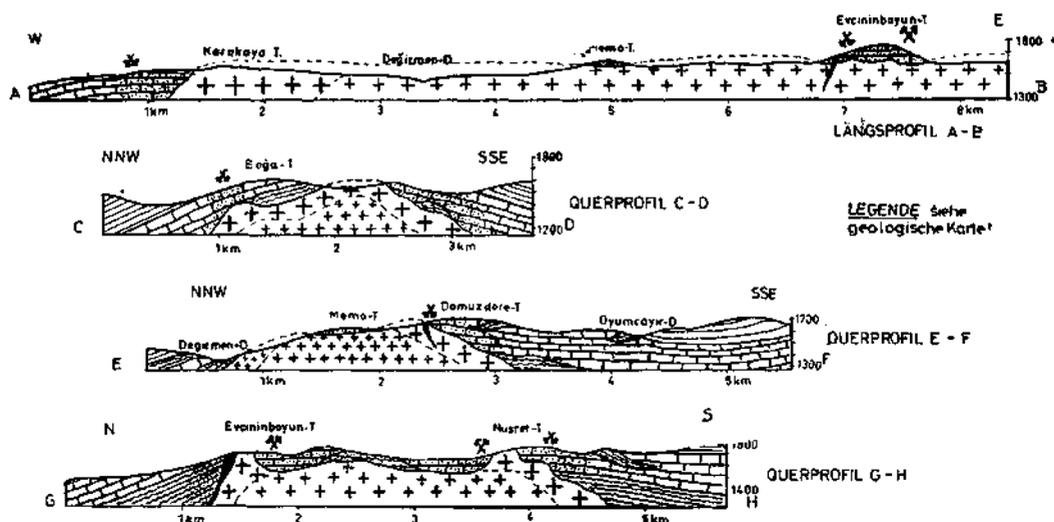


Abb. 1 - Geologische Karte des Lagerstättengebietes von Akdağmadeni

1 - Ältere kristalline Schiefer (Basalserie); 2 - kristalline Kalke (Marmorserie); 3 - jüngere kristalline Schiefer (Dachserie); 4 - Hornblendegranit; 5 - porphyrischer Granit; 6 - aplitischer Granit; 7 - Aplite; 8 - Diorit; 9 - Kontakthof im Gneis; 10 - Kontakthof im Marmor; 11 - Quarzgänge; 12 - alter Schmelzplatz; 13 - verlassener Bergbau; 14 - Bergbau in Betrieb; 15 - Profilinie.



Beilage 2 - Profilserie durch das Lagerstättengebiet von Akdağmadeni

1. Die Gneise der Basalserie

Pollak (1958) konnte das kristalline Grundgebirge in drei stratigraphisch übereinander folgende Serien aufgliedern. Die unterste, Basalserie genannt, besteht überwiegend aus kristallinen Schiefen von Paragesteinscharakter wie Quarziten, Schiefermarmoren und Glimmergneisen. Über dieser Basalserie folgt dann eine Marmorserie in deutlich diskordanter Lagerung. Im Lagerstättengebiet von Akdağmadeni sind die erwähnten metamorphen Sedimentgesteine der Basalserie nicht aufgeschlossen. Man findet vielmehr im Liegenden der Marmorserie Gneise, die als Orthogesteine gedeutet werden müssen.

Es sind dies hauptsächlich Hornblendegneise und Biotitgneise mit allen Übergängen.¹ Die Hornblendegneise werden aus leicht Na-haltigem Aktinolith, Quarz, Plagioklas (Oligoklas-Andesin bis Albit), Orthoklas und etwas Titanit und Magnetit aufgebaut. Die Biotitgneise bestehen aus Quarz, Albit, Orthoklas, Biotit und etwas Magnetit. Diese Gesteine stehen gut aufgeschlossen nördlich von Karapiri in der Umrandung des Boğatepe an, wo sie die Marmore mit scharfer Diskordanz unterlagern. In der Gneisserie fand sich ein Gestein, das noch nicht die typische Gneistextur zeigte und als alterierter, verschieferter Magmatit zu bezeichnen ist. Als Primärbestand kann man Quarz und Feldspatreste erkennen. Die letzteren sind stark zu Serizit und Chlorit umgewandelt. Pollak hält als Ausgangsgestein dieser Gneise ein quarzdioritisches bis dioritisches Magma für möglich.

Ein kristalliner Schiefer anderer Art ist der Plagioklasamphibolit, der die Region um den Nusrettepe aufbaut. Er besteht aus gemeiner, leicht Na-haltiger Hornblende, die sich z.T. aus grünem Augit gebildet hat, aus Plagioklas (Labrador bis Bytownit) und Titanit.

In dem westlich von Akdağmadeni liegenden Untersuchungsgebiet besteht die Basalserie aus Zweiglimmergneisen, die z.T. Sillimanit führen. Ihr Mineral-

bestand ist : Quarz, Orthoklas, (Oligoklas bis Albit), Biotit, Muskowit und Sillimanit («Fibrolith»). Bei diesen Gesteinen ist eine Herkunft aus tonigen Sedimenten sehr wahrscheinlich. Alle genannten kristallinen Schiefer weisen einen typisch tiefmesozonalen Metamorphosegrad auf und unterscheiden sich damit wesentlich von den über ihnen folgenden Serien.

2. Die Marmorserie

Die Marmorserie lagert überall diskordant auf der Basalserie. Nach den Beobachtungen von Pollak (1958) sind an der Basis der Marmorserie oft glimmerführende Quarzite entwickelt, die nach oben karbonatischer werden. Die Quarzite enthalten neben Quarz und Biotit meist einen grossen Gehalt an zeretztem Orthoklas und Plagioklas und können zwanglos als metamorphe Transgressionsbildungen (tonige Arkosen) gedeutet werden.

Diese Zwischenbildungen fehlen vollkommen im Lagerstättengebiet von Akdağmadeni. Hier liegen helle Marmorbänke unmittelbar über den Gneisen. Die Marmore sind grobkristallin und gut gebankt. Charakteristisch ist eine feine Bänderungstextur, die durch mm —dicke glimmer— und quarzreiche Lagen entsteht. Wir haben hier Hinweise auf rhythmische Einschwemmung von detritischem Material in das ehemalige Meeresbecken. Die Mächtigkeit der Marmorserie variiert von 200 m bis 800 m.

3. Die Gesteine der Dachserie

Ohne erkennbaren Hiatus folgen über der Marmorserie die ziemlich eintönigen Gesteine der Dachserie. Sie besteht vorwiegend aus Biotitglimmerschiefern und glimmerreichen Quarziten und hat nach Pollak (1958) den Charakter eines typisch synorogenen Flyschs in kristallinem Zustand. Einlagerungen metamorpher Eruptivgesteine wurden nicht bekannt.

Im Lagerstättengebiet sind die Gesteine der Dachserie aus tektonischen und erosiven Gründen nur auf schmale Streifen in Kammregionen und Talhängen beschränkt. Nördlich von Akdağmadeni sind sie jedoch in dem weichgeformten Gelände schön zu erkennen.

C. DIE MAGMATISCHEN GESTEINE UND IHR KONTAKTHOF

1. Die Granite und Ganggesteine

Das kristalline Grundgebirge des zentralanatolischen Massivs, über dessen tektonischen Bauplan später zu sprechen sein wird, ist von einem riesigen Batholithen granitisch-dioritischen Chemismus unterlagert. Von ihm haben sich kleinere Plutone abgespalten und sind in höhere Regionen eingedrungen. Je nach der Höhe des Intrusionsniveaus und der Stärke der Erosion sind so mehr oder weniger ausgedehnte Ausbissbereiche von Intrusivgesteinen entstanden. Besonders zu erwähnen sind hier die Granitgebirge zwischen Kırıkkale und Kaman und zwischen Yerköy und Yozgat. Dort ist das ehemalige Dach der Plutone abgetragen.

Anders im Gebirge des Akdağ. Hier liegt anscheinend ein höheres Erosionsniveau vor, so dass die kristalline Hülle fast vollständig erhalten blieb. Die

Existenz eines tieferliegenden Plutons gibt sich aber durch mehrere kleine Granit-aufbrüche und durch zahllose Eruptivgesteinsgänge kund.

Die bedeutendsten Granitmassive im Akdağ sind : Der Granit östlich des Dorfes Akçakışla, der Granit südlich des Dorfes Aş. Çulhalı und als grösstes dasjenige des Çiçeklidags. Der Granit ausbiss misst hier 9 km ost-westliche Länge und maximal 4 km Breite und zieht sich von Ortaköy im Osten bis gegen Karapiri im Westen hin.

In der Umgebung des Çiçeklitepe wird der Granit auf eine Länge von 1 km von einer übriggebliebenen Dachschole so vollkommen überdeckt, dass auf der Karte zwei getrennte Granit aufbrüche erscheinen. Dass aber in geringer Tiefe eine Verbindung beider petrographisch gleicher Abschnitte vorliegt, wird durch das häufige Auftreten kleiner, isolierter Granitdurchbrüche innerhalb der Deckscholle deutlich.

Das von mir untersuchte Gebiet umfasst nur die westliche Hälfte des Çiçeklidaggranitmassivs, denn nur hier sind Blei-Zink-Silbervererzungen bekannt. Die östliche Fortsetzung ist nach Untersuchungen von Pollak (1958) bis auf geringe Spuren erzfrei.

Den besten Aufschluss durch das Granitmassiv bietet der Degirmendere mit seinen Seitenbächen. Die zentralen Partien des Massivs bestehen aus richtungslos struiertem, grobkörnigen Hornblendegranit. Als Hauptkomponenten finden sich Quarz, Plagioklas (Albit bis Oligoklas), Orthoklas, Biotit und Hornblende, als Nebenkomponten Magnetit, Apatit und Zirkon. Die Feldspäte sind stark serizitisiert. In anderen Proben waren die Mafite bereits vollständig umgewandelt. Dafür trat Titanit in reichlichen Mengen auf. Kovenko (1947) fand Übergänge zu Biotitgranit, in dem als dunkle Bestandteile Biotit überwiegte.

Die südliche, maximal 500 m breite Randzone des Granitmassivs ist bei gleichbleibendem Chemismus als Granitporphyr ausgebildet. Dasselbe Gestein findet sich auch in den isolierten Durchbrüchen in der Deckscholle des Çiçeklitepe. Phenokristen von Plagioklas (Albit bis Oligoklas), Quarz und etwas Orthoklas liegen in einer grobfelsitischen (mikropegmatitischen) Matrix aus Alkalifeldspat, Quarz und zersetzter Hornblende. Die Quarzphenokristen zeigen z.T. Dihexaederform mit gerundeten Kanten.

Der nördliche Randbereich des Granitmassivs ist dagegen in einer sehr feinkörnigen, aplitischen Fazies ausgebildet. Das am besten als Aplitgranit zu bezeichnende Gestein besteht aus Quarz, Albit, Orthoklas und Biotit.

Aus diesem deutlich schalenförmigen Aufbau des Massivs lassen sich verschiedene Intrusionsfolgen und Abkühlungsgeschwindigkeiten ableiten. An dieser Stelle sei gleich vermerkt, dass die Vererzung ausschliesslich an die porphyrische Fazies des Granits gebunden ist.

Gesteine von basischerem Chemismus sind im ganzen Gebirge selten. Westlich von Akdağmadeni ist ein kleiner Stock von Pyroxengranodiorit bekannt geworden. Sein Mineralbestand ist Quarz, Orthoklas, Plagioklas (Albit bis Oligoklas), diopsidischer Augit und Titanit. In einem östlichen Zufluss des Degirmendere fand sich innerhalb der Marmorserie ein wenige Meter mächtiger Gang von

autometamorph verändertem Diorit. In diesem Gestein sind die Plagioklase albitisiert. Der reichliche Titanit ist meist zu Leukoxen umgewandelt. Als Kontaktneubildungen treten Epidot und Aktinolith auf.

In der weiteren Umgebung der Granitmassive wird das Gebirge von Scharen leukokrater, granitischer Ganggesteine durchsetzt. Man beobachtet Granitaplite mit Quarz, Orthoklas und Albit als Mineralkomponenten. Manchmal finden sich schwach porphyrische Aplite mit mikrogranitischen Verwachsungen, Gangförmige Quarzporphyre, die Pollak (1958) von der Umgebung des Granitmassivs von Akçakışla erwähnt, die aber bei Akdağmadeni nicht auftreten, vervollständigen die Liste der Eruptivgesteine.

Auf Grund mehrerer Gesteinanalysen können die Plutonite des Akdağ dem normalgranitischen Magmentyp der pazifischen Gesteinsprovinz zugeordnet werden.

2. Die Kontaktgesteine

Alle beschriebenen Granite wirkten an den Kontakten mehr oder weniger stark auf die umhüllenden kristallinen Serien ein. Dabei ist jedoch auffällig, dass Kontakthöfe bisher nur in den Gesteinen der Basal- und Marmorserie beobachtet wurden. Das Intrusionsniveau der Granite lag anscheinend so tief unter der Dachserie, dass sie keine kontaktmetamorphen Umwandlungen mehr erfuhr. Die Ganggesteine hingegen durchsetzen, wenn auch nicht allzu häufig, die Dachserie.

Die Größe des Kontakthofes ist wechselnd. Mächtige Kontaktzonen umgeben nur den Akçakışlagranit (nach Pollak bis zu 200 m breit) und den Westabschnitt des Çiçeklidağmassivs mit dem Lagerstättenbereich, während alle anderen Granitmassive des Gebirges nur geringe Kontaktbeeinflussungen verursacht haben.

Die Kontaktgesteine weisen eine geringe Variationsbreite auf. Wenn, wie in den häufigsten Fällen, das Nebengestein glimmerreicher Marmor war, so äußert sich die unter Stoffzufuhr vom Intrusiv erfolgte exogene Kontaktmetamorphose meist in der Bildung von Diopsidfels. Diese Gesteine werden aus Diopsid, Plagioklas (Oligoklas bis Labrador, z. T. albitisiert), Wollastonit, Quarz, Kalzit und Titanit aufgebaut. Manchmal findet sich noch Skapolith. Sekundäre Neubildungen sind Tremolith-Aktinolith, Epidot, Chlorit und Serizit. Sehr reine Marmorpartien ergaben stellenweise monomineralisch aufgebaute Epidotite. Im Lagerstättengebiet des Evcininboyuntepe ist eine etwas höher thermale Mineralfazies entwickelt. Man sieht hier grosse Ausbisse von Granatfels. Er besteht aus Grossular-Andradit und Magnetit, auf Rissen sitzen Quarz, Kalzit, Epidot und Chlorit.

Genannte Kontaktgesteine bilden innerhalb des 250 m bis maximal 500 m breiten Kontakthofes Linsen und Bänder von wechselnder Mächtigkeit, die meist der Bankung des ursprünglich vorhandenen Marmors folgen. Zwischen ihnen trifft man Bänke, Putzen und Nester von kaum veränderten kristallinen Kalken. Diese Beobachtungen deuten auf eine Durchgasung des Gesteinskomplexes längs Bankfugen und Klüftflächen, von denen ausgehend die Umwandlung in die Bänke hinein fortschritt.

Stellt das dem Kontakt benachbarte Gestein einen Gneis der Basalserie dar, was seltener der Fall ist, so entstand ein Aktinolith-Epidotfels, aus Aktinolith,

Pistazit, Titanit und Ilmenit aufgebaut. In grösserer Entfernung vom Kontakt finden sich Übergangsgesteine, in denen das alte Gneisgefüge noch erhalten ist. Diese Epidot-Hornblendegneise enthalten neben Pistazit und Aktinolith noch Albit, Quarz und Titanit.

Endogene Kontaktmetamorphose ist ebenfalls zu beobachten. Mehrere Meter tief vom Kontakt in den Granit hinein sieht man Putzen und Pünktchen von Epidot und Serizit, die sich auf Kosten der Feldspäte neu gebildet haben. Seltener sind Nadelchen von Tremolith und Aktinolith. Auf Klüften und Rissen im Granit sitzen Kalzit und Quarz.

Als letzte Äusserung des magmatischen Geschehens ist —wenn wir von der Vererzung absehen, die im späteren Kapitel behandelt werden soll — eine starke Anreicherung von Kieselsäure zu erwähnen. Oftmals finden sich am Kontakt langgestreckte Massen quarzreicher Gesteine. In der weiteren Umgebung der Granitmassive setzen langaushaltende, ziemlich reine Quarzgänge auf.

D. DER TEKTONISCHE BAU DES GEBIRGES

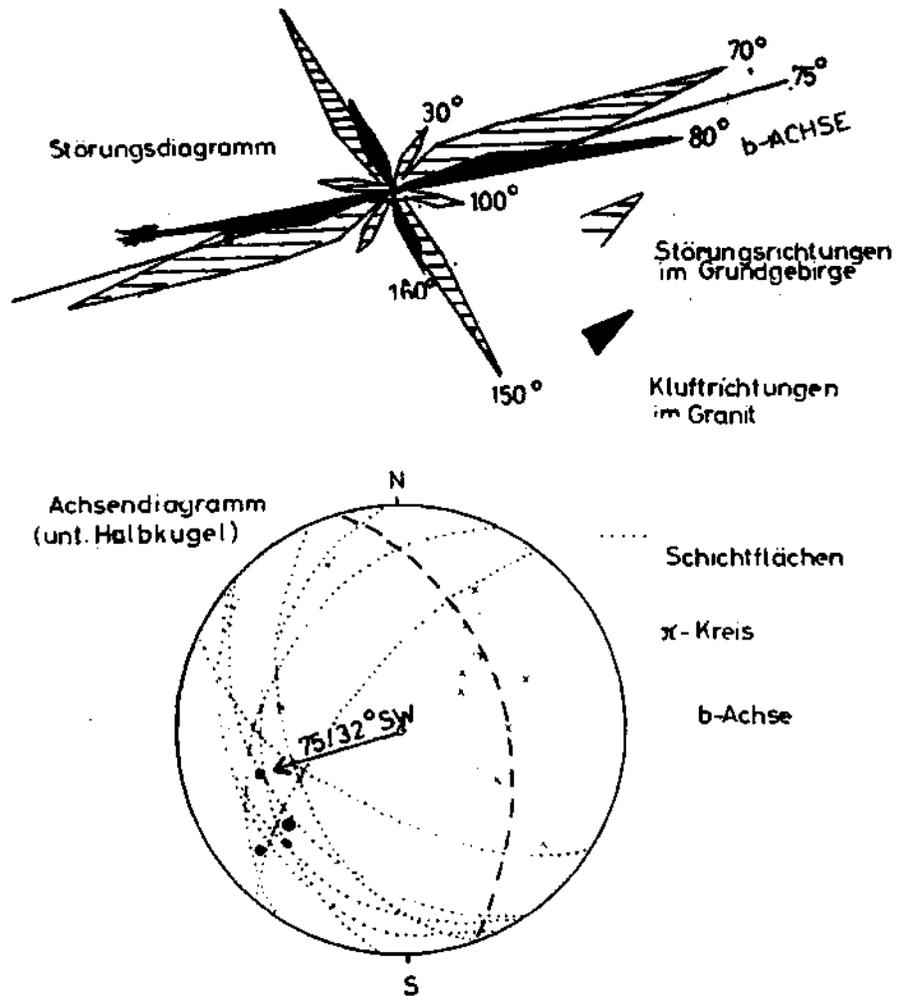
1. Die Tektonik des Lagerstättengebietes

Um über die unmittelbaren Beobachtungen hinaus den Bauplan exakter erfassen zu können, wurden über den Gesamtbereich hin Messungen von Schichtflächen (in den kristallinen Kalken) und Kluft-bzw. Störungslinien vorgenommen und zu Diagrammen zusammengestellt. Hierzu wurden die Darstellungsmethoden von Sander benutzt.

Es ergab sich folgendes Bild : Der Lagerstättenbereich stellt eine WSW 75° ENE streichende und mit rund 30° nach WSW abtauchende Antiklinale dar (siehe B - Achsendiagramm in stereographischen Netz). In ihr wurden die Marmorserie und teilweise auch die obere Basalserie so weit aufgewölbt, dass sie auf grosse Strecken zum Ausbiss kommen konnten. Das Abtauchen des Sattels nach Westen kommt bereits im Kartenbild durch eine Verschmälerung der Gneis- und Marmorausbisszone und eine zunehmende Überlagerung durch die Dachserie nach Westen zu zum Ausdruck. Die Scheitelregion des Sattels nimmt das in gleicher Richtung langgestreckte Granitmassiv ein.

Die von Pollak (1958) im nördlichen Akdağ allgemein beobachtete südvergente Faltung kommt auch in unserem Gebiet, wenn auch etwas Schwächer, zum Ausdruck. Auf der nördlichen Sattelflanke fallen die Schichten auf viele km Erstreckung hin mit 40-45° nach NW ein, während auf der Südflanke nach einigen 100 m bis maximal 1 km mittelsteilem Südwestfallen bereits am Kammzug des Sarikavak wieder das gewohnte NW-Fallen einsetzt. Die Achsenebene ist also nach SE geneigt. Aufschlussreich ist eine Zusammenstellung von rings um den Granitpluton in den mineralisierten Zonen gemessenen Störungsflächen, wie sie auf dem synoptischen Störungsdiagramm dargestellt ist. Dieses Diagramm zeigt gleichzeitig auch die im Granit selbst gemessenen Kluftrichtungen.

Die vorherrschende Störungsrichtung besitzt ihr Maximum bei 70°. Diese mit 70°-90° ziemlich steil stehenden Störungen sind über lange Strecken zu verfolgen. Auf einen beachtlichen Tiefgang deuten die Mineralisationen, die sich in



Beilage - 4. Tektonische Diagramme des Lagerstättengebiets von Akdağmadeni

ihnen abgesetzt haben. Neben der später zu besprechenden Vererzung sind hier besonders Quarzgänge zu erwähnen, die in der Gegend zwischen Boğatepe und Karakaya gehäuft auftreten. Auch an den Grenzflächen zwischen dem Granit und den Nebengesteinen finden sich Störungen dieser Art, oftmals mit Quarz gefüllt.

Die zweite Hauptstörungsrichtung streicht im Maximum 150° und steht nahezu senkrecht auf der ersteren. Diese Störungen sind meist als Verwerfungen ausgebildet und halten nur kurz aus. In ihnen sind Mineralisationen selten. Als letztes sind zwei unbedeutende Störungssysteme in 30° und 100° Richtung zu erwähnen, die als Diagonalstörungen den Winkel zwischen beiden Hauptmaxima halbieren.

Vergleicht man nun das Kluftnetz im Granit selbst mit den Störungssystemen im Nebengestein, so fällt eine grosse Übereinstimmung zwischen beiden auf. Die Lage der Maxima ist lediglich um 10° im Uhrzeigersinn gedreht. Es ergibt sich somit ein einheitlicher Gesamtbauplan des Lagerstättengebietes, in den

sich sämtliche Gesteine einfügen. Der 75° streichenden Faltenachse sind die gleichgerichteten (70°-80°) Störungen bzw. Klüfte als hol-Flächen und die in 150°-160° verlaufenden als ac-Flächen zuzuordnen.

Der Granit wurde vom gleichen Kräfteplan überprägt. Da jedoch keine ausgezeichnete Fliessrichtung zu beobachten ist und die Kristallisation die tektonische Beanspruchung überdauert hat, ist das Alter des Granites als spättektonisch zu betrachten.

2. Die grosstektonischen Strukturen des nördlichen Akdağ

Im Folgenden soll versucht werden, das oben beschriebene engere Arbeitsgebiet dem regionalen Bau des nördlichen Akdağ einzuordnen. Es sei hier vorausgeschickt, dass die Regionaltektonik des Akdağmassivs und des gesamten Zentralanatolischen Kristallins im allgemeinen noch sehr wenig bekannt ist. Erst in neuester Zeit haben die Arbeiten von Ketin (1955) im Gebiet von Yozgat und Pollak (1958) einige Aufklärung gebracht.

Pollak befasste sich mit Art und Alter des Faltenbaus im kristallinen Grundgebirge eingehender. Er konnte für den nördlichen Akdağ eine südostvergente Isoklinalfaltung mit einem ENE Streichen der tektonischen Elemente nachweisen. Besonders gut liessen sich die mit den höheren Serien (Marmorserie, Dachseriel gefüllten Synklinalen aushaken. So fand Pollak eine nördlich von Akdağmadeni durchstreichende Mulde («Mulde von Akdağmadeni») und eine südlich des Hauptkammes («Mulde von Aktaş») (siehe tektonische Übersichtskarte).

In der zwischen beiden Mulden gelegenen Antiklinale wurden die tiefsten Schichten des Kristallins, die Gesteine der Basalserie aufgewölbt. Infolge der Verwitterungsbeständigkeit der Gesteine wurde dieser Sattel morphologisch als Kammzone herauspräpariert, auf der die meisten höchsten Erhebungen des nördlichen Gebirgsteiles liegen. Die Antiklinale wurde von mir deshalb «Akdağhauptsattel» genannt.

Für seine genaue Lage und Breite ergeben sich ausser den unmittelbaren Beobachtungen noch andere interessante Hinweise. Ein ziemlich hoher Magnetitgehalt lässt die Granite bei magnetischen Messungen, besonders aus der Luft, als positive Hochgebiete hervortreten. Die unmittelbar über den ausbeissenden Massiven gemessenen Werte bewegen sich dabei zwischen 4900g und 5100g. Bringt man eine aus den geologischen Beobachtungen zusammengestellte Kartenskizze mit der Anomalienkarte zur Deckung, so findet man, dass die von den Graniten verursachten Anomalien genau über dem Akdağhauptsattel liegen. Die Form der Anomalien zeichnet die Linien der Falten tektonik nach. Alle Granitintrusionen liegen längs der Akdağhauptantiklinale aufgereiht. An einer spättektonischen Intrusion der Granite im Gefolge einer Orogenese dürfte somit nicht mehr zu zweifeln sein.

Der Verlauf der beschriebenen ENE-WSW verlaufenden Grosstrukturen kommt auch auf der im Druck befindlichen «Geologischen Karte der Türkei, Blatt Kayseri 1:500 000», deutlich zum Ausdruck. Dieselben Streichrichtungen des kristallinen Grundgebirges setzen nach Ketin (1955) auch in die etwas weiter westlich gelegenen Teile des Zentralanatolischen Massivs fort, scheinen also zumindest für seinen östlichen Teil charakteristisch zu sein.

Im Streichverlauf des Hauptsattels sind einige Besonderheiten zu bemerken. Etwa an der Stelle, wo der Sattel den Gündelençay quert, zweigt von dem nach SW weiterstreichenden Hauptast ein kurzer Seitenstrang nach Westen ab, der etwa in der Höhe von Karapiri schnell unter die jungen Sedimente abtaucht und sich anschliessend ganz verliert. Auf diesem Seitenstrang liegt der Granit des Çiçekdağ mit dem Lagerstättengebiet. Zwischen Hauptsattel und Seitenstrang ist eine kleine Nebenmulde eingeschaltet.

Weiterhin ist auffällig, dass im Streichen der Grosstrukturen Bereiche, in denen sich Granitdurchbrüche häufen, mit Stellen abwechseln, an denen keine magmatische Aktivität im Untergrund festzustellen ist. Das lässt auf ein starkes Relief des in der Tiefe verborgenen Batholithen schliessen. Auch das Streichen selbst ist besonders in der Region von Akdağmadeni merkwürdig verbogen.

Hier macht sich der Einfluss von Querstrukturen bemerkbar, auf die schon Pollak (1958) hingewiesen hat. Er fand sowohl im Gebiet von Akdağmadeni wie auch bis weit nach Osten hin in den Gesteinen der Basalserie Kleinfalten mit b-Achsen in N-S Richtung. Ähnliche Beobachtungen machte der Verfasser westlich von Akdağmadeni, wo bei Delihamza die Zweiglimmergneise der Basalserie zu enggepressten, N-S streichenden Kleinfalten verstellt sind. Aus der Verstellung, die diese Kleinfalten durch die Grossfaltung erfahren haben (bei Delihamza und andernorts Kippung nach Norden), geht hervor, dass es sich hier um eine ältere Faltung handeln muss, die nach bisherigen Beobachtungen nur die stärker metamorphe Basalserie betroffen hat.

Es liegt nahe anzunehmen, dass dieser ältere Beanspruchungsplan auch noch durch die jüngere Tektonik hindurchschimmert. Durch Annahme von altangelegten Quersäten und Quermulden kann z.B. in der Gegend von Akdağmadeni die Unterbrechung der Granitmassive und das Untertauchen des Çiçeklidağteil-sattels nach Westen erklärt werden.

3. Die Altersverhältnisse

Über den Ablauf des tektonischen Geschehens im Akdağmassiv kann vorbehaltlich weiterer Untersuchungen in Anlehnung an Pollak (1958) vorerst Folgendes ausgesagt werden :

Das tiefste Schichtglied, die meso- bis katazonal regionalmetamorphen Gesteine der Basalserie, wurden von einer ältesten Beanspruchung in E-W Richtung betroffen, die einen N-S streichenden Faltenwurf schuf. Neben metamorphen Sedimenten kommen hier auch Orthogesteine mittelsauren Chemismus vor, die auf einen ältesten Intrusionszyklus hinweisen.

Nach einer Abtragungsperiode (Diskordanz) kam es zu einer neuerlichen Transgression. Die Sedimentation begann mit Arkosen, schritt dann zu ziemlich reiner Kalksedimentation fort und endete schliesslich mit flyschähnlichen Absätzen. In letzteren machte sich bereits das Herannahen einer zweiten Orogenese bemerkbar, die den heute bestimmenden WSW-ENE streichenden, isoklinalen Grossfaltenbau erzeugte.

Im Gefolge der Orogenese wurden die Sedimente durch eine epizonale Regionalmetamorphose überprägt. Nach Konsolidierung des Gerüsts intrudierte

in die Schwächezonen (Sättel) oberflächennah granitisches Magma. Es erzeugte in den umgebenden Gesteinen grössere Kontakthöfe, die z. T. vererzt sind. Nur die gangförmigen Ausläufer des Magmas erreichten die Oberfläche. Der Vulkanismus war nur gering.

Danach war das versteifte Massiv anscheinend lange Zeit Landgebiet und wurde stark abgetragen. Erst im Eozän transgredierte das Meer wieder in einzelnen Rinnen über das alte Gebirge und hinterliess nochmals flyschähnliche, klassische Sedimente mit Aufarbeitungslagen des kristallinen Untergrundes.

Bei Akçakışla hat Pollak in den tiefsten Schichten des Eozäns (Lutet) zahlreiche Gerolle aus dem Granitmassiv gleichen Namens festgestellt, womit als Mindestalter des isoklinalen Grossfaltenbaus und der damit verbundenen Granitintrusion prälutet erwiesen ist. Diskordanzen zwischen dem Grundgebirge und dem mehr oder weniger steil (bis 70°) aufgerichteten Eozän konnte der Verfasser an mehreren Stellen im Bereich des Gündelençay. beobachten. Die Verstellung des Alttertiärs gehört mit Sicherheit der hier hauptsächlich als Bruchfaltung wirkenden alpidischen Orogenese an.

Eine genaue Altersfixierung der präalpidischen Orogenesen ist wegen völligen Mangels an fossilführenden jüngeren Sedimenten unmöglich, könnte aber mit Hilfe radioaktiver Minerale im Granit vorgenommen werden. Es sei daher gestattet, Vergleiche mit den weit besser erforschten, ähnlich gebauten Kristallinmassiven im Westen der Türkei zu ziehen (Menderesmassiv, Kazdağ, Uludağ). Nach v. d. Kaaden (1959) und Schuiling (1962) gehören die N-S streichenden Faltenstrukturen in stark metamorphem Grundgebirge einer prävaristischen, die ENE-WSW streichenden in epizonalem Kristallin der varistischen Orogenese an. Auch die von Durand (1962) an Pechblenden des Menderesmassivs vorgenommenen Altersbestimmungen weisen auf ein jungpaläozoisches Alter des mit der Orogenese verknüpften Magmatismus.

E. DIE BLEI - ZINK - SILBERLAGERSTÄTTEN

1. Lage und bisherige Bergbautätigkeit

Silberhaltige Blei-Zinkerze sind in der Umgebung von Akdağmadeni schon lange bekannt. Von 1820 bis ca. 1860 wurde der Bergbau ziemlich extensiv betrieben. In den Jahren 1908 bis 1918 wurde er dank staatlicher Förderung wieder ins Leben gerufen. Seither ruhte er bis zum Jahre 1962. Von der einstigen Bedeutung der älteren Betriebsperioden zeugen Schlackenhalde von ca. 25 000 t, die z. T. in der Nähe der alten Gruben, zum Grossteil aber bei Akdağmadeni selbst liegen.

Nur unbedeutende Abbaue finden sich 4-5 km südöstlich von Akdağmadeni in der Nähe des Ziyaret- und Keçikaletepe. Weitaus wichtiger waren die ENE von Akdağmadeni gelegenen Lagerstätten in der Umrandung des Çiçeklidağgranites.

In der Umgebung des Boğatepe findet man mehrere seichte Pingenzüge, in denen neben Quarz und Kalzit viel Limonit ansteht. Der Limonit bildet einen eisernen Hut über einer Primärvererzung von Pyrit mit Hämatit und Bleiglanz. Wenige 100 Meter westlich des Karakaya liegen in stark kontaktmetamorph

verändertem Marmor 20-30 Pingen und Schachtansätze, die sich zu 75° streichenden Reihen anordnen. Die extensive Vererzung besteht aus Bleiglanz mit quarziger Gangart.

Weitere ausgedehnte Grubenreviere findet man auf dem von Karapiri nach Osten zum Çiçeklitepe aufsteigenden Bergkamm. Auf der Hochfläche des Köyyamaçıtetepe sieht man mehrere parallele Reihen von 5-10 m tiefen Schächten. Die im eisernen Hut anstehenden Erze (Reste von Pyrit, Hämatit und Magnetit in Limonit) erreichen maximal 2 m Mächtigkeit.

Auf dem von Çiçeklitepe nach Norden abfallenden Höhenrücken liegt am Evcininboyuntepe ein ausgedehntes Grubenrevier. In Marmoren, die über weite Bereiche hin zu Diopsid- und Granatfels umgewandelt sind, finden sich auf einem Areal von 700 m x 200 m mehr als 100 einzelne Betriebspunkte, darunter noch heute offene Schächte bis zu 35 m Teufe. Das geförderte Gut besteht aus Bleiglanz, Zinkblende, Magnetit, Epidot, Granat und Quarz. In diesem aussichtsreichen Revier hat man neuerdings wieder mit einem nach modernen Gesichtspunkten betriebenen Bergbau begonnen. Zu erwähnen sind hier noch mehrere kleine Stöcke und Gänge von Granitporphyr und Granitaplit, die den verskarnten Marmor durchschlagen.

Am Südfuss des Çiçeklitepe liegen etwa 15 verwachsenen Schachtpunkte, von denen einige zu Untersuchungszwecken neu aufgewältigt worden sind. Die wenigen, auf der Halde liegenden Erze bestehen aus Zinkblende und Bleiglanz. Verfolgt man den Kammzug nach SE weiter, so trifft man bei der Çukurmaden genannten Lokalität einige Zehnermeter neben einem schwächtigen Granitporphyrausbiss grosse Schlackenhalde und mehrere junge Pingenzüge und Stollenmundlöcher im verskarnten Marmor. Hier wurde der Bergbau ebenfalls neu eröffnet, dessen Aufschlüsse im nächsten Kapitel beschrieben werden.

Am Südfuss des Nusrettepe finden sich ca. 20 Schächte und Stollen der jüngeren Betriebsperiode, aus denen Zinkblende und Bleiglanz gefördert wurden. Die Verhüttung erfolgte in dem benachbarten, obersten Talstück des Oyumçayirdere, wo mehrere 1000 t noch ziemlich erzhaltige Schlacken liegen. Als südöstlichstes Revier sei das am Gipfel des Oyumçayırtepe gelegene, sehr alte Bergbaugesamt genannt. Über die Art des Fördererzes lässt sich hier nichts aussagen.

2. Erzminerale und Gangart

Die Beschreibung der alten Grubenreviere hat schon gezeigt, dass man die Lagerstätte nach der Mineralvergesellschaftung in zwei Bereiche scheiden kann :

Der westliche (Karakaya, Boğatepe, Köyyamaçıtetepe) zeigt eine höherthermale Erzparagenese mit Magnetit (z. T. martitisiert), Pyrit, Hämatit, Quarz und Kalzit. Andere Sulfide ausser Pyrit sind selten. Diese Vererzungen besitzen einen mächtigen eisernen Hut von Limonit.

Im östlichen allein bedeutsamen Bereich (Evcininboyuntepe, Çiçeklitepe, Çukurmaden, Nusrettepe) treten Zinkblende und Bleiglanz als Haupterzminerale hervor. Die Zinkblende ist von dunkler Farbe (eisenreich) und enthält Entmischungen von Kupferkies. Der Bleiglanz ist ziemlich silberreich (Werte von 85

g/t bis zu 1450 g/t wurden ermittelt). Pyrit und schwach martitisierter Magnetit sind hier selten. Als Gangart finden sich die typischen Skarnminerale Andradit, Grossular, Epidot zusammen mit Kalzit, Quarz, Titanit und Ghlorit.

Die Metallgehalte des Erzes sind ziemlich hoch. Durchschnittliche Werte des Fördererzes von 18-29 % Pb und 30-35 % Zn werden berichtet. Charakteristisch ist, dass in allen Revieren der Zinkgehalt den Bleiinhalt um einiges übertrifft.

3. Form und Ort der Erzanreicherung

In den frischen Aufschlüssen des neueröffneten Bergbaus lassen sich über Form und Ort der Erzanreicherung genauere Angaben machen, als es den bisherigen Beobachtern in den alten, verfallenen Grubenbauten möglich war.

Die bauwürdigen Erzkonzentrationen sind in mehreren 70-80° streichenden, parallelen Scharen angeordnet, deren Abstand voneinander meist nur wenige Meter beträgt. Die Parallelscharen entsprechen meist grösseren Störungs- oder Klufflächen, die als hol-Flächen der Falten tektonik und als Querklüfte der Granittektonik zugeordnet werden können. Die Parallelscharen sind nicht gangförmig über weite Strecken hin regelmässig vererzt, sondern nur dort, wo sie von 150-160° streichenden Querstörungen- oder Klüften (ac-Flächen) gekreuzt werden. In der Nähe dieser Kreuzungen setzten sich die Erzlösungen in kurzen, wenige cm bis dm mächtigen Gängchen und Linsen oder als Imprägnationen ab. Bevorzugte Orte sind wieder die Klüfte in 70-80° (hol-Richtung) und 150-160° (ac-Richtung), daneben noch die Bankfugen der Marmore.

Die Vererzungen finden sich ausschliesslich im Marmor oder dessen Kontaktprodukten. Treten die erzführenden Flächen in die Gneise der Basalserie über, vertauben sie vollkommen. Dort kommt es nur zu einer Verquarzung.

Der Abstand der Vererzungen vom Intrusionskörper beträgt mehrere Zehnermeter bis maximal 200 m. Unmittelbar am Kontakt beobachtet man keine Mineralisation. Am intensivsten scheint die Vererzung in der Dachregion des Granitmassivs zu sein und zwar dort, wo diese von kleinen Granitstöcken durchsetzt wird.

4. Zur Genese der Lagerstätten

Aus den geschilderten Beobachtungen ergeben sich folgende, für die Deutung der Genese wichtige Punkte :

- a. Die Lagerstätten liegen innerhalb eines von normalgranitischem Magma verursachten Kontakthofes in regionalmetamorphen Kalken und deren Kontaktprodukten.
- b. Die Intensität der Vererzung ist von der Grosse des Kontaktbereiches und der Lage innerhalb des Kontakthofes abhängig.
- c. Die Vererzung ist an die porphyrische Randfazies des Granits gebunden.
- d. Geometrische Orte der Erzanreicherung sind die der Falten tektonik und Granittektonik zuordenbaren Kluff- und Störungsflächen.
- e. Die Paragenese zeigt für die Gangarten pneumatolytisch-heisshydrothermale und für die Erzminerale heisshydrothermale Bildungstemperaturen an.

Zusammenfassend lässt sich aussagen :

Im Laufe einer (wahrscheinlich varistischen) Orogenese wurde das Grundgebirge aufgefaltet. In die Sattelzonen erfolgten schubweise Intrusionen von saurem Magma, das oberflächennah erstarrte. Hochfluide Nachschübe drangen längs Unstetigkeitsflächen in die tektonisch aufgelockerten kalkigen Nebengesteine ein und reagierten mit diesen. Durch Metasomatose entstanden die kalksilikatischen Skarnminerale. Nach stärkerer Abkühlung wanderten unter heisshydrothermalen Bedingungen die Erzminerale ein und schlugen sich in offen stehenden Räumen nieder. Im Dach des Granits wurden die Lösungen stärker konzentriert.

Die Blei - Zink - Silbervorkommen von Akdağmadeni sind somit als spät-neumatolytisch-heisshydrothermale Kontaktlagerstätten in Karbonaten zu bezeichnen.

Manuscript received February 7, 1963

L I T E R A T U R

- DURAND, G.L.A. (1962) : Determination de l'âge d'une Pechblende turque-Dikmen (Province de Muğla). *M.T.A. Bull.*, no. 58, Ankara.
- FLIEGEL & WENCKER : *M.T.A. Rep.*, no. 670 (unpublished), Ankara.
- KAADEN G. v.d. (1959) : Age relations of magmatic activity and of metamorphic processes in the northwestern part of Anatolia-Turkey. *M.T.A. Bull.*, no. 52, Ankara.
- KETİN, İ. (1955) : On the geology of Yozgat region and the tectonic features of the Central-Anatolian massif (Kırşehir crystallines). *Bull. Geol. Soc. Turkey*, vol. VI, no. 1, Ankara.
- KOVENKO, V. (1945) : Visite de la mine d'Akdağ Maden et d'Akçakışla Maden (plomb., zinc). *M.T.A. Rep.*, no. 1644 (unpublished), Ankara.
- _____ (1947) : Quelques mines de plomb, de zinc et d'antimoine de la province Nord d'Anatolie (Denek, Akdağ, Zara et Turhal). *M.T.A. Mecm.*, no. 1/37, Ankara.
- PILZ, R. (1936) : *M.T.A. Rep.*, no. 392 (unpublished), Ankara.
- POLLAK, A. (1958) : Prospektionsbericht Akdağmadeni-Yıldızeli 1957. *M.T.A. Rep.*, no. 2679 (unpublished), Ankara.
- SCHUILING, R.D. (1962) : On petrology, age and structure of the Menderes migmatite complex (SW-Turkey). *M.T.A. Bull.*, no. 58, Ankara.