

教材として河床堆積物——その取扱いの視点

三浦 清*・秦 明德**

River Sediments as Teaching Materials — New Viewpoints for Developing of Curricula —

ABSTRACT

The river has been treated as traditional and important teaching materials in Japanese school since the Meiji era. But, it cannot have been necessarily the conspicuous teaching materials to observing. What is the reason of it ?

The conception has lied in the back of heads in Japanese people that gravels and sands of river sediments are more rounded to the downstreams. But, gravels and sands that a learner observes really on the river bed do not necessarily exist in such shapes. The features of Japanese rivers in comparison with continental rivers are that the river distance is short, the speed of a running fluid is rapid and specific discharge is very large. From such view points, the characteristics is discussed on the river sediments.

1. まえがき

日本の河川は平地よりも山地の面積が遙かに広く、逆に大陸の大河川は山地にくらべて平地の面積が広い。

また、長さは短かく、その縦断曲線も屈曲して勾配が大きく、急流河川の性格を強くもっている。高橋ら(1980)は、大陸の河川と日本の河川の縦断曲線をくらべて、日本の河川はこれら大陸の河川における山間部を流れる上流部分のみに相当すると指摘している。

なお、日本は豪雨ならびに多雨地帯に相当し、それに河川勾配が急であることから年流出高がまた世界的にみても大きい地域である。同時に、その河川の比流量も最も大きい国である。

このように、日本の河川の特徴は世界的に見ても特異であることは確かである。

河川とその堆積物については現在のところ日本の小学校の理科の単元「川とそのはたらき」として扱われてい

るが、その教材化の視点としてまずこの日本の河川の特徴を把握しておかねばならないだろう。つまり、諸外国の河川と同じ次元では扱えない性格をもっていることを考慮しなければならないからである。

さらに、そのような特性をもつ日本の河川ではあるが、その中にあっても、上流、中流、下流としての性格をもつ流域が一般には存在し、それが河川縦断曲線の折れまがり点、つまり遷急点と深いかゝりをもっている。遷急点は多くが地質の変化が激しく、地形がモザイク的な日本の特徴を反映したものだとする吉川(1973)の解釈があるが、もしそうだとすると河川には強く時間的因子も加わって来る。

河床堆積物に関する研究は、以上のような河川に関する空間的、時間的背景の上に構築されるべきもので、その教材化に際しても、まずこの概念について十分な吟味が必要となるのは当然である。

一方、河床堆積物そのものは当然その流域から供給されたもので、その地質の状況、地質構造、岩石の種類と

*島根大学教育学部地学研究室
**島根大学教育学部理科教育研究室

その分布、変質、風化、鉱物特性、地形、土壌、植生のほか、気温や降水量などの気象的因子も大きくかかわって来ることになる。しかし、これらの自然的要因に加えて、近年ではそれに人工的地形変化が大きく影響をもたらしている。例えば砂防ダムなどのダム類、採石場、採砂場、道路による斜面の切りとり、大規模な耕地、宅地、工場用地の造成などがそれに相当し、それによって河川の堆積物に明らかに量的、質的な変化が見えはじめている。

現代における河床堆積物は明らかにそれらすべてを総合したものであって、ともすれば教材化が目ざす自然法則の把握に重大な問題を投げかけている。いずれ、この問題はその教材化への過程で重要な、そして決して避けては通ることの出来ない重大な課題を提起するものと思われる。

理科の地学領域の学習は、地域性と歴史性を柱とした野外科学を基盤としており、その多くは本来、教室の外でじっくりと自然の事物現象に触れ、観察するところから始まる。したがって、本領域では、地域の具体的自然に触れ、情報を収集処理する中から推論活動をすすめる、巨視的時空概念を背景とした自然認識に達するような学習のあり方が大切になって来る。

ところが、現実の学習活動においては抽象化一般化され、ともすれば実態とかけはなれたモデル化された教科書的自然の中でのみ学習が行われることが多い。ましてや地域的特性を生かした学習は殆ど行われず、野外学習に至ってはその実施率は極めて低い。また、野外学習が行われる場合でも、教室学習で得た教科書的知識の強化のため野外学習が行われることが多く、子供達の持つ問題意識を真実の自然の姿を観察する中で深め、広めて行くような学習形態がとられる例が少いというのが現状である。

このように、学習を観念的にし、具体的自然の中から学ぶことを妨げるのは何であろうか。その原因はいろいろあるが、その最大の原因は、地学的自然としての地域素材を子どもたちが真の観察対象とし、探究活動の対象とするような教材として開発研究がなされていないところに存するのではなかろうか。

本論文では上述の諸視点に立って、教材としての地学的自然を捉えなおすために、まず「川とそのはたらき」を取り上げてみた。今回はその中でも河床堆積物を中心にして、その教材化における問題点とその視点を探ってみた。

2. 河床堆積物としての砂

砂は粒径2~1/16mmの岩片、鉱物片に対する呼称である。単一鉱物片からなるものや二・三の集合異種鉱物からなるもの、岩石の破片からなるものなどがある。

いま、斐伊川の砂について見ると単一の鉱物片からなるものが多い。上流の地質を反映して石英粒が圧倒的に多いが、これについて、カリ長石片も多い。一粒の中に石英、長石からなる花崗岩起源の粒子も多いが、すでに鉱物組成上、その鉱物種とその量比において、もとの花崗岩とは異なるので、そのようなものは、複合鉱物片とも呼んだ方がよい。

図-1 は斐伊川の石英片に関する電顕写真である。外形は不定形で極めて不規則であるが、その特徴は不規則に発達する破断面の激しい凹凸をもつ切り口とすでに破断面そのもので分離した面の集合したもののようである。破断面の切り口は、写真においては微細な凹凸によって縞状に見える。少なくとも斐伊川の最下流までの石英粒の観察では、最後までこの破断面の切り口は平滑にならない。つまり、カミソリの歯の集合したような形態を維持し続けていると表現した方がよいかもしれない。結果として、斐伊川のような河川延長の移動過程では、これが平滑となって円磨度をあげるほどにはならないであろう。あるいは河川そのものが、このような部分をして平滑にするようなメカニズムに不適当なのかよく検討しなければならないかもしれない。

図-2, 3, 4 はそれぞれ比較のためにあげた琴が浜の海浜砂、三子山の砂丘砂、アラビア砂漠の砂の石英粒である。すでに、琴が浜の海浜砂でさえ、破断面の切り口は平滑となっている。ただ、どの粒子を見ても破断面のところは特に窪んでいる様子が見える。さらに、三子山の砂丘砂の石英粒では一層のこと円磨度が増加し、破断面の切り口はなお平滑の度合いを増している。一方、破断面に沿って、さらに破断、細粒化の進む様子の見える写真もある。アラビア砂漠の砂では、石英粒の中にその窪みの明確なものも多く、それが特に破断面の切り口の所に関係している事実が読みとれる。

以上において述べた石英粒は、元来劈開の発達しない鉱物で、その破壊は当然、この破断面に沿って行われる。破断面の多くは石英の α - β の転移過程で形成されるもので、まことに不規則な面である。多くの石英粒の破壊は、この面に沿って行われると同時に細粒化し、その形もこれと深い関係をもっていることがよく示されている。

ただ、日本のような流路の短い河床では、その運搬過程で、破壊面の切り口が平滑にならないのではないかと推察される。

劈開のよく発達している鉱物の中では長石類がある。斐伊川河床の砂の中にも長石粒は多いが、中でもカリ長石粒が多く、斜長石粒は少ない。これは斜長石がより風化分解しやすいことから、その量も少ないし、より細粒側に集まっていることから目につきにくくなっている傾向は否定出来ない。図-5は長石類の電顕写真である。外形は劈開面、結晶面に囲まれ、一見して石英粒の外形、外形と異っている。劈開面との交線としての稜はやや丸味を帯びている様子は認められるもの、新しく劈開面で剝離されて出来る稜には角ばっているものも多い。全体として、円磨度はやや増してはいるものの、球形度は殆んど進んでおらず、もとの結晶外形をよく残しているといえるであろう。比較のために、図-6にアラビヤ砂漠の正長石粒の電顕写真を示す。円磨度はよく進んでいるが球形度は斐伊川のものとはあまり差はない。この事から長石の外形は元来の形あるいは劈開面で囲まれた形をいつまでも保存しながら、円磨度を増加するという特徴をもっているといえるだろう。

同じように劈開の発達している鉱物として角閃石を見ると図-7のA, Bに示すような形をしている。殆んどが自形結晶に近く劈開面で囲まれている。しかし、劈開面の切り口断面は薄い剝離面の切り口で、円磨度は極めて低い。総じて、角閃石の円磨度は長石のそれに近いが、やや低いように見える。一方、アラビヤ砂漠の角閃石は図-8のように円磨度が非常に大きく、また球形度もやや大きいものが含まれる。つまり、角閃石の中にはC軸方向に短かく成長したものもあって、このようなものが球形度の大きい物で、やはり原形から来るものであろう。以上のように、角閃石も長石も、斐伊川の堆積物ではもとの自形結晶としての形をそのまま残し、円磨度の極めて小さいものとしかみえない。磁鉄鉱はどここの河川にでも多量に見られる鉱物である。図-9に斐伊川の磁鉄鉱の写真が示してある。図-9のD~Iのすべての粒子に見る如く、その外形は殆んどもとの自形結晶のままである。同図のA, B, Cには三子山のそれを示すが、いずれはこのように円磨度も大きくなるし、等軸正八面体結晶であるなら球形度も増加しやすいであろう。しかしながら、このように円磨度、球形度を増加しやすい鉱物でも斐伊川の河床堆積物の中ではそれらの指標はいずれも低いといわねばならない。

その他の鉱物として、図-7のジルコン、チタン鉄鉱なども美事な自形結晶外形を示し、最下流まで、その外

形を維持している。

以上、斐伊川下流の河床堆積物の砂について、主に単一鉱物からなる粒子をとり上げて議論した。

石英粒は、もともと不定形不規則な外形から出発し破断面に沿う多少の破壊を受けながら円磨度を大きくする方向に進むらしいが、一方では破壊によって逆に円磨度を著しく減ずることも多い筈である。元来、河床の堆積物がそうであるかどうか、あらためて問題点を提起する必要があるが、少なくとも斐伊川最下流の石英砂でも円磨度は極めて低い。この点、海浜砂としての琴が浜の石英粒の破断面の切り口は平滑で、斐伊川との差は大きい。さらには、砂丘、砂漠の石英粒についてはその円磨度は著るしく大きくなっている。長石、角閃石、磁鉄鉱の自形結晶は斐伊川の河床堆積物に多く見られるが、最下流までその自形結晶としての形を維持し、円磨度の合いも極めて低い。しかし、砂丘や砂漠のものでは円磨度や球形度が著るしく増加している。

以上、単一鉱物からなる砂粒子について詳細な観察を行ったが、日本の大河川の一つである斐伊川の河床砂でさえも、単純に丸くはならない。つまり、供給源から流出した自然結晶は、あくまでその外形を最下流まで保持し、結晶面の交線としての稜も、丸味を帯びると言うほどにはならない。また、不規則な外形を示す石英粒も、その破断面の交線としての稜を丸味を帯びるような状態にしない。

教科書的な自然現象は、殆んど頭の中の空想的概念であって、実態とはかなりの差があることは事実である。科学教育の中では、事実をもっと直視するような観察こそ、その第一歩と思われる。

以上の点を、さらに河床礫についても検討する。

3. 河床堆積物としての礫について

斐伊川は流域面積の大部分を花崗岩類に占められており、花崗岩地帯を流れる川の代表ともいえる河川である。その河床礫は、中生代火山岩類、花崗岩類、玄武岩類を主体とし、下流域に到っては、それらに加え、支流から流入する新第3紀火山岩類及び堆積岩類が加わってくる。最上流部は、全て中生代火山岩類によって占められているが、花崗岩類分布地域に入ると花崗岩類礫が次第に増加する傾向を示す。しかし、流域面積の割には、その量比は増加しない。この事実は、斐伊川流域の花崗岩類が深層風化作用を受けていることと深く関わっている。特に広い分布域を有する花崗閃緑岩の礫がほとんど見当たらないこと、粗粒花崗岩の礫の割合も少なく、下流域では

中礫以上の大きさでは残存していないこと等は、花崗岩類が被った風化作用に強く影響された結果である。

ところで、河床堆積物としての礫を観察して見ると、種々の礫種が存在するとともに、それらの礫の円磨度や球形度も様々であり、上流の礫は角ばっており、下流の礫は丸いというふうに、簡単には言えそうにない。このことが野外観察の際の指導者及び学習者の戸惑となっている。このことは、礫の流入経路や岩質、構造等の複雑な要因が絡み合った結果であるが、その具体的事実の中に教材化の視点を見い出したいものである。

図-10は斐伊川河床礫としての中生代火山岩類の写真である。中生代火山岩類は流紋岩質火砕岩を主体としており、斐伊川流域では、中国脊梁山地沿いの最上流部にその分布が限定されるので川床での変化を追跡しやすい。A~Cは、船通山中腹の鳥上滝周辺の礫であり、岩石斜面から河床へ崩壊落下した直後の礫である。中生代火山岩類には一般にコラム状の節理が発達しており、これに加え、構造運動に伴う破断性の節理及びシーティングによる節理が複合している。A~Cとも、これらの節理系に支配されながら外形を形成している。礫の内部にも多数の節理系が内在しており、河床を流下する際に、この節理系の部分で細片化が生じる場合が多い。また、中生代火山岩類は硬質であり円磨を受けにくい。D~Gに示すように下流域に向かうにつれて、少しずつ円磨度が高くなるものの、下流域近くのGにおいても亜円礫程度のものが平均的である。また、球形度はほとんど変化しない。そして、どの礫を観察しても、節理面が残存しており、基本構造に支配された原面を残しながら細片化し円磨を被っている。

図-11は斐伊川河床礫としての第四紀アルカリ玄武岩礫の写真である。その分布は、中生代火山岩類と同様、斐伊川上流に限定される。A~Gへと上流から下流への変化を示す。この玄武岩礫はいずれの地点でも扁平礫であることが特徴である。岩質は軟く、均質であるため、円磨されやすく、下流域では円礫となる。球形度も下流域でわずかに上昇傾向にあるが、これは、長径及び中径の減少に対して、短径の減少が相対的に少ないためである。このような扁平構造は、玄武岩マグマが地表で固結する際に、まだ十分に固結状態にないマグマが斜面に堆積した場合、重力の影響で少しずつ下方に移動し、せん断面を形成するためだと考えられる。このせん断面の様子は偏光顕微鏡によりよく観察できる。

図-12a, bは斐伊川河床礫としての花崗岩類の写真である。前述の如く、本地域の花崗岩類は深層風化作用を受けており、鉱物粒や複合鉱物片になりやすく、礫とし

ては不安定なものが多い。それらの中では、細粒質の花崗岩や閃緑岩が礫として残存しやすい。アプライト礫は、節理支配が顕著な礫として下流域まで出現する。本岩は、中生代火山岩類と同様に、緻密、硬質なため円磨されにくく河床への落下時の形が維持されるものと考えられる。また、閃緑岩類は一般に均質で、比較的軟質であるため円磨されやすい。粗粒花崗岩礫は、初期的には節理支配を受けて生じるが、運搬途中で崩壊しやすく、鉱物粒間に生じる亀裂により鉱物粒や複合鉱物片に変化してしまい、礫としては極めて残留しにくい。中粒花崗岩礫の場合は、ある粒度の円磨を受けるが、構成鉱物の物理的・化学的特質を反映し、くぼみを生じやすい部分が生じ、それが亀裂へと発展し、細片化する場合が多い。

以上のように、花崗岩類は、造岩鉱物の量比や粒度により、風化作用や侵食作用の程度に差が生じ、その結果礫の円磨や細片化の程度に差を生じるようになる。斐伊川流域の花崗岩類の礫が下流域において再び円磨度を低下させるのは、上述の如く、花崗岩類の細片化における独特な過程を反映していると解釈できる。

図-13は斐伊川礫と比較するために用いた高津川下流における各岩石種の礫の写真である。Aの中生代火山岩礫、Dのチャート礫、Eの閃緑岩礫は、ある程度の円磨を受けながらも、節理面をよく残している。また、Cの黒色片岩礫は、片理面で剥離する傾向にあり、扁平礫になりやすい。これらに比し、Bの青野山石英安山岩礫は、均質でしかも軟質なため、容易に円磨されている。

以上のように、河床礫を詳細に観察すると斐伊川においては、上流から下流へと単純には、円磨度や球形度が高くなってはいない。一河床内に存在する礫は種々の段階の球形度や円磨度を示す。これらの礫の形を支配する最大の要因は、節理系や剪断面や片理面などの基本構造である。

さらに、礫も岩石の組織に支配されてその円磨度が変化していくのは当然である。図-14a, bにその様子を示す。図-14aのAでは花崗岩礫の表面におけるカリ長石の破壊状況を示したものである。またBでは、変成岩に含まれる曹長石斑晶、Dでは溶結凝灰岩の中の石英斑晶が示してあるが、緻密な細粒のマトリックスの中にある斑晶鉱物は、このように、よく破壊されているのが普通である。Cにはチャートの破壊面を示す。硬い石英の平行細脈のところ突出し、やわらかい緑泥石部分が逆にくぼんでいる様子がわかる。

同じく図-14bにはセリサイト片岩をA, Bに、黒色片岩をC, Dに示してある。円磨度が見掛け上高いところは、Bの様に、セリサイトの底面の部分がなりやすいことや、

黒色片岩でさえも、破壊面のみならず、硬い部分と軟い部分に、かなりの凹凸がみられることをDがよく示している。

以上のように、河床礫の観察にとって、基本的には岩石本来の構造をよく理解しておくことが重要であり、岩石の外形は、少なくとも日本のような河川では、下流まで、その影響を残している。

さらには、岩石の組織、鉱物組成や粒度なども、礫の観察にとって、常に考慮しておかねばならない因子である。

これらの総合的結果として現実に存在する河床礫を具体的事実即ち捉えることこそ、礫の学習の出発点としなければならない。

4. おわりに

河床堆積物の学習において、歴史的にも長期にわたって日常的に“礫や砂は下流にいくほど丸くなる”という概念は私ども日本人の頭の中に伏在して来た。それは教科書にも長い間にわたって、そのような概念構成が行われて来た結果であらうが、現実に被学習者の学習の場としての河床で見る礫や砂は必ずしもこのような姿をしていない。恐らくは、日本の教科書が外国の教科書から訳された部分が多く、そこに、外国の河川の性格と日本の河川の性格の違いが考慮されなかったところにも大きな原因があると思われる。日本の河川のように流路延長が短かく、流況もかなり異にしている場合には、必ずしも大陸河川の河床堆積物の観察結果と一致しない筈である。

本論文はこのような視点に立って、現実にある二、三の河川を対象にその河床堆積物を取り上げて議論したが、その原理的結論は、KUENEN, P. H. (1955-1964) と全く同じであることを付言する。

文 献

- KUENEN, P. H. (1955, 1956, 1964): "Experimental Abrasion of Pebbles : 1. Wet Sand Blasting," *Leidse Geol. Meded.*, 20, pp. 142-147. 2. "Rolling by Current," *Jour. Geol.*, 64, pp. 336-368. 4. "Eolian Action," *Jour. Geol.*, 68, pp. 427-449. 6. "Surf Action," *Sedimentology*, 3, pp. 29-43. (Series of experimental studies on pebble wear.)

高橋裕 阪口豊 (1980) : 日本の川, 日本の自然,

219-230. 岩波書店.

吉川虎雄ら (1973) : 新編日本地形論、東大出版会.

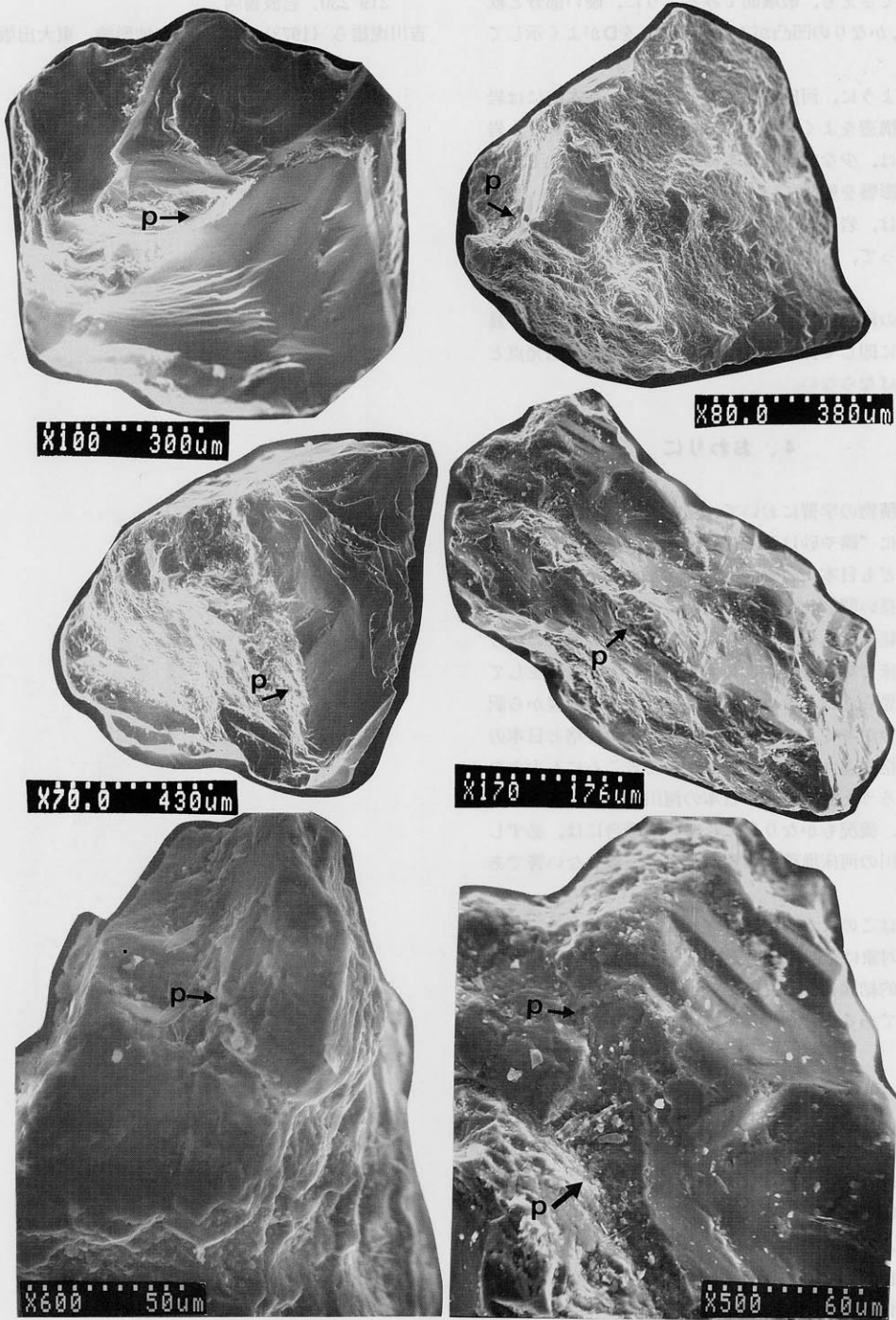


図-1 斐伊川下流における石英粒の電顕写真 P: 破断面

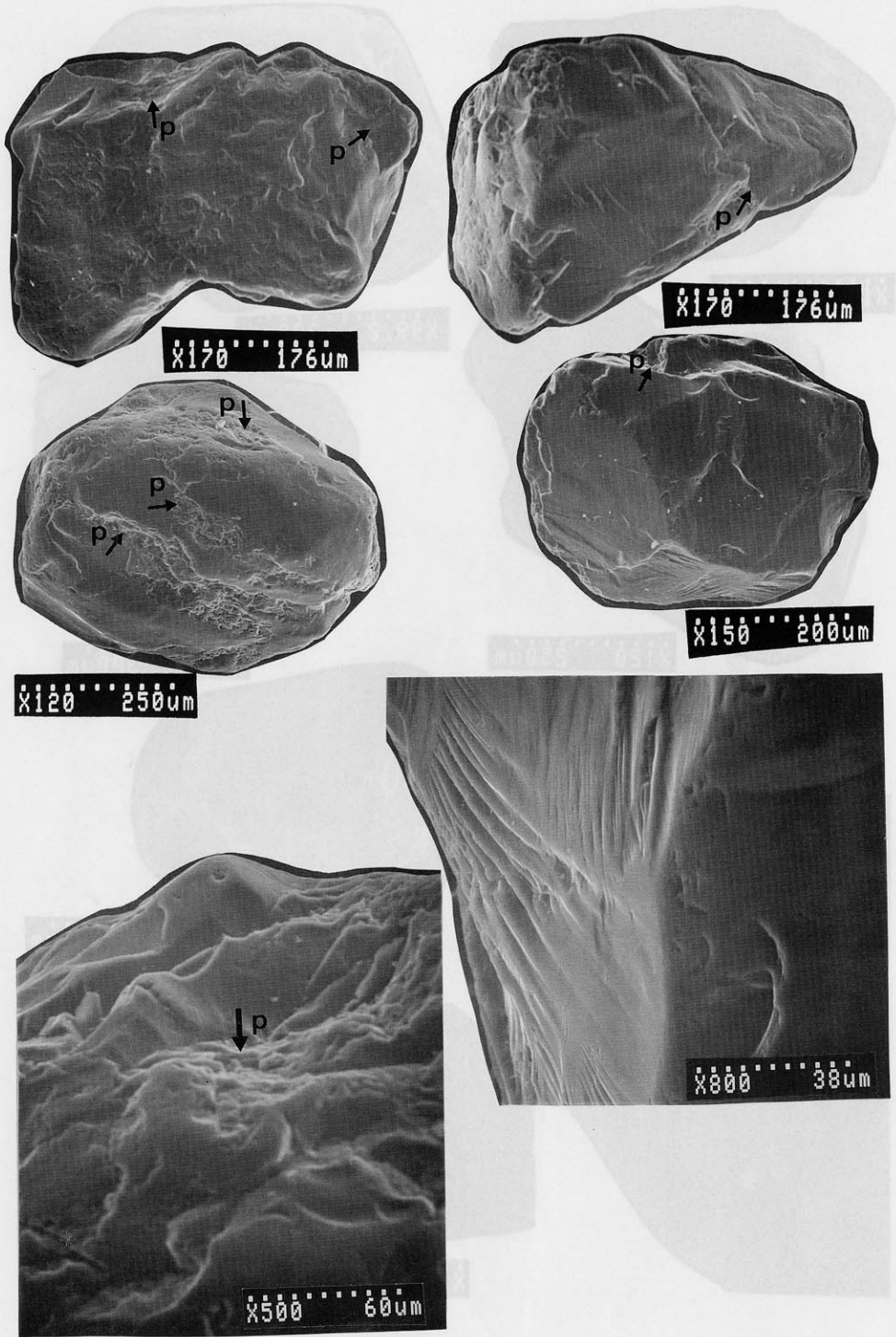


図-2 仁万町琴が浜海岸の石英粒の電顕写真 P: 破断面

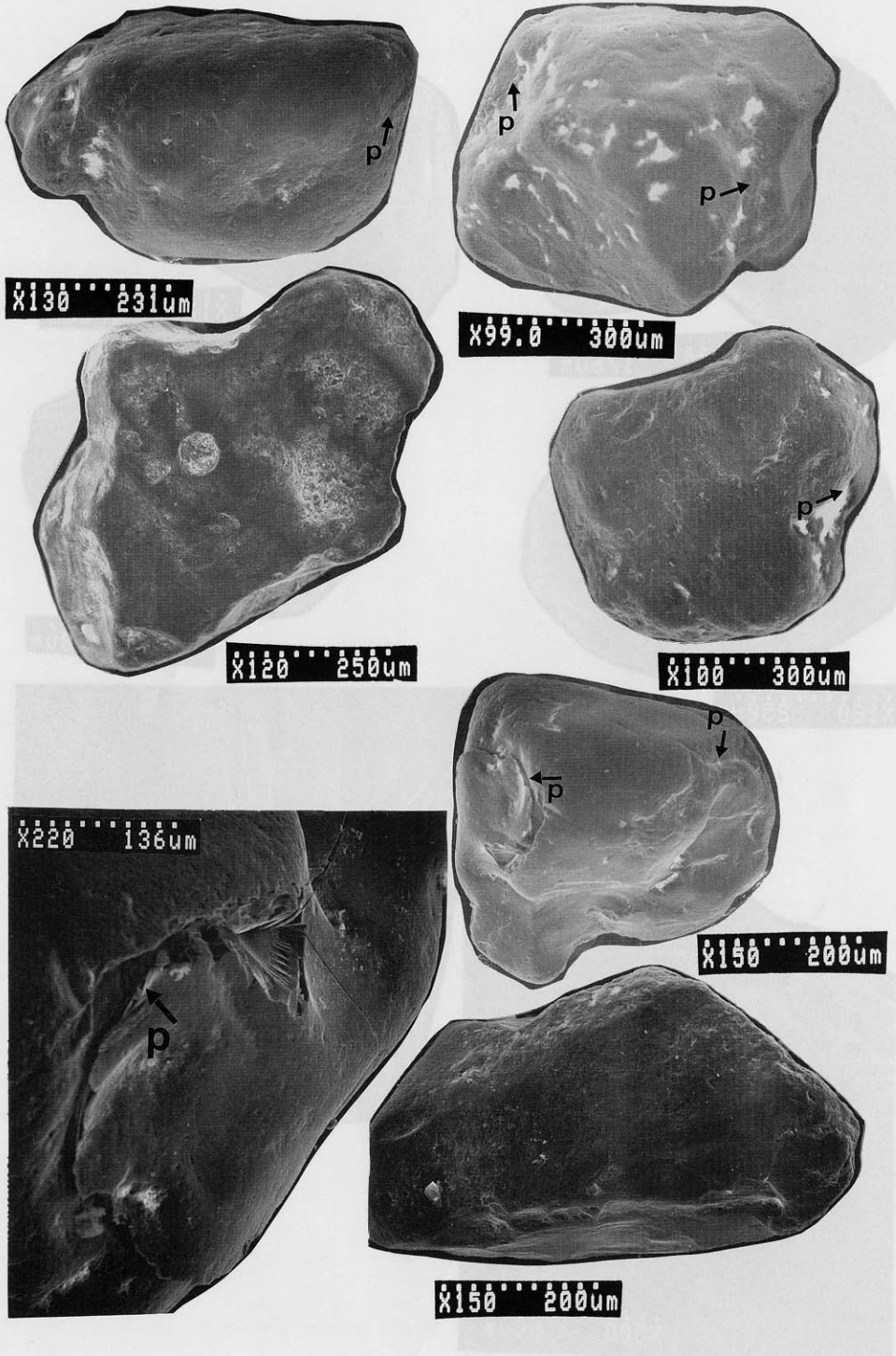


図-3 三子山古砂丘における石英粒の電顕写真 P: 破断面

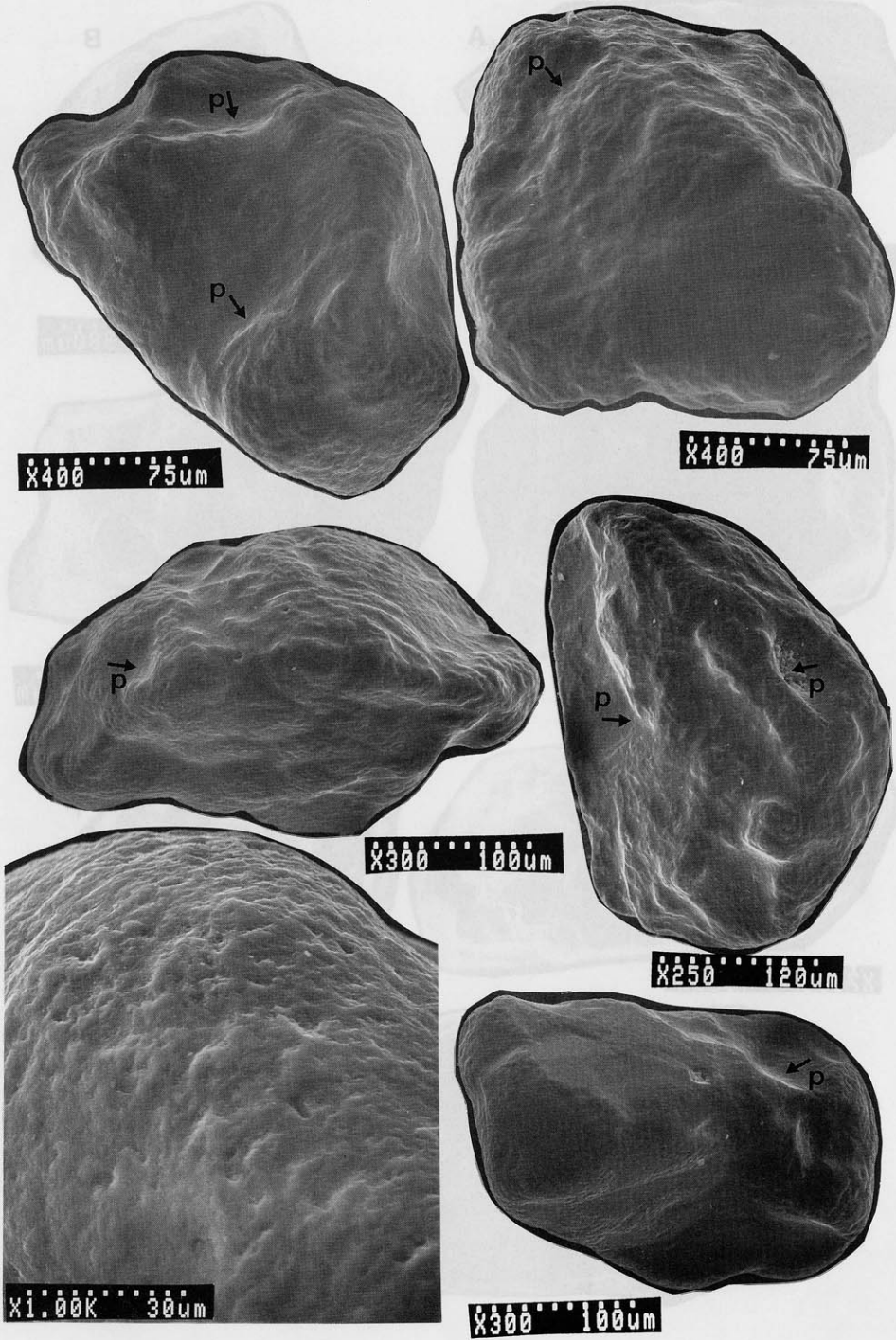


図-4 アラビア砂漠における石英粒の電顕写真 P: 破断面

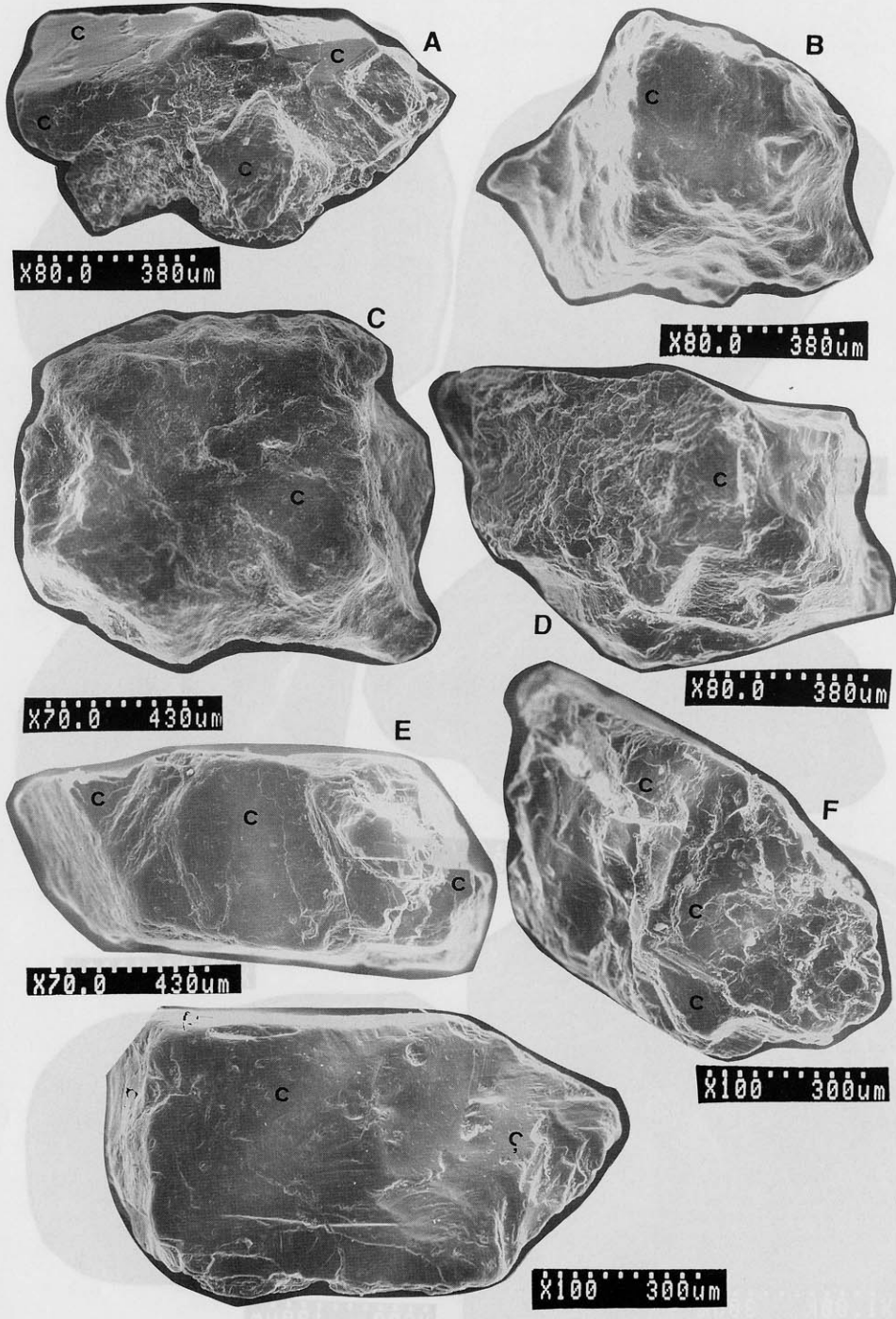


図-5 斐伊川下流におけるカリ長石(A, B, C, D)および斜長石(E, F, G)の電顕写真 c:劈開面

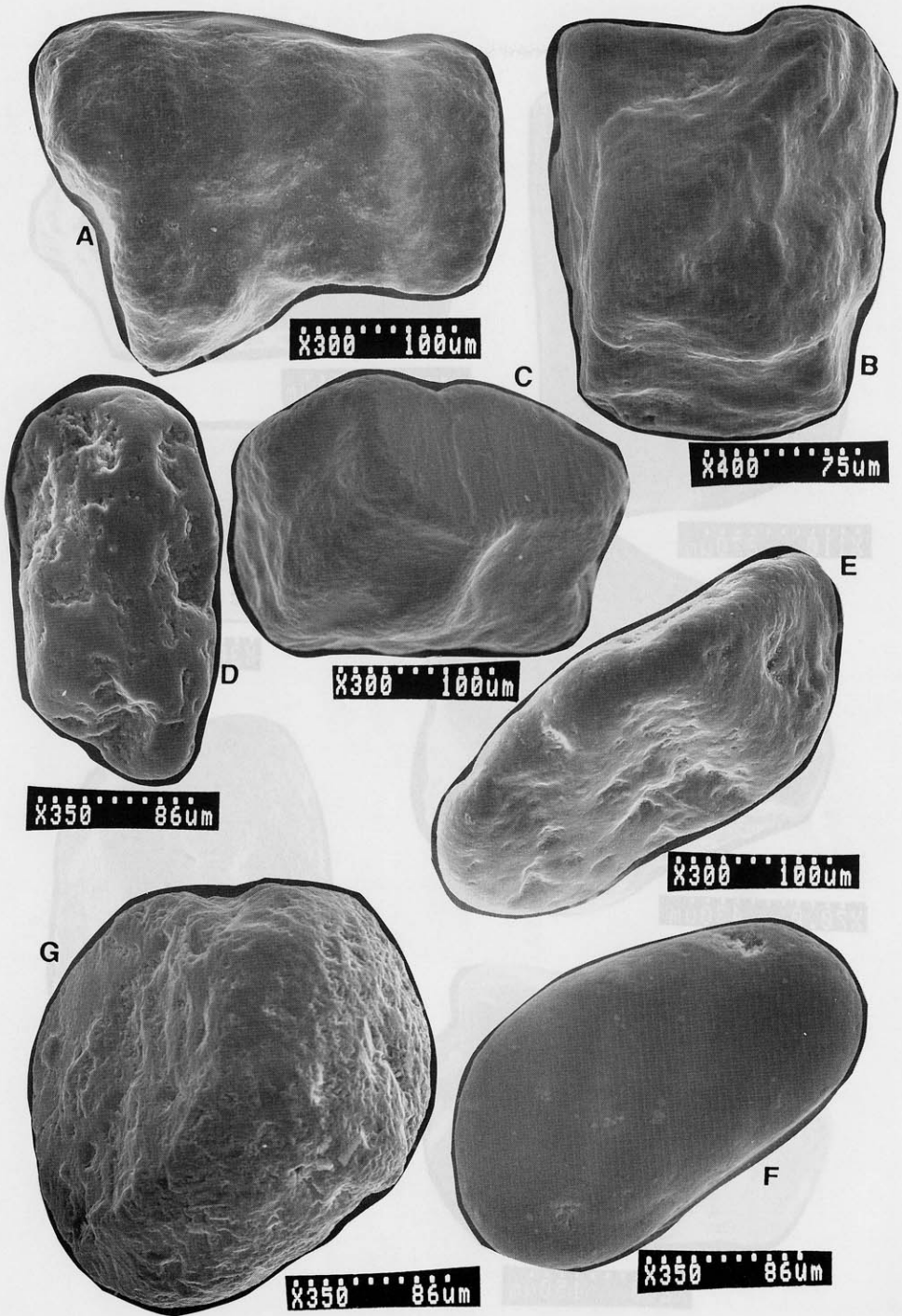


図-6 アラビヤ砂漠における正長石(A, B, C), 斜方輝石(D, E, F)および単斜輝石(G)の電顕写真

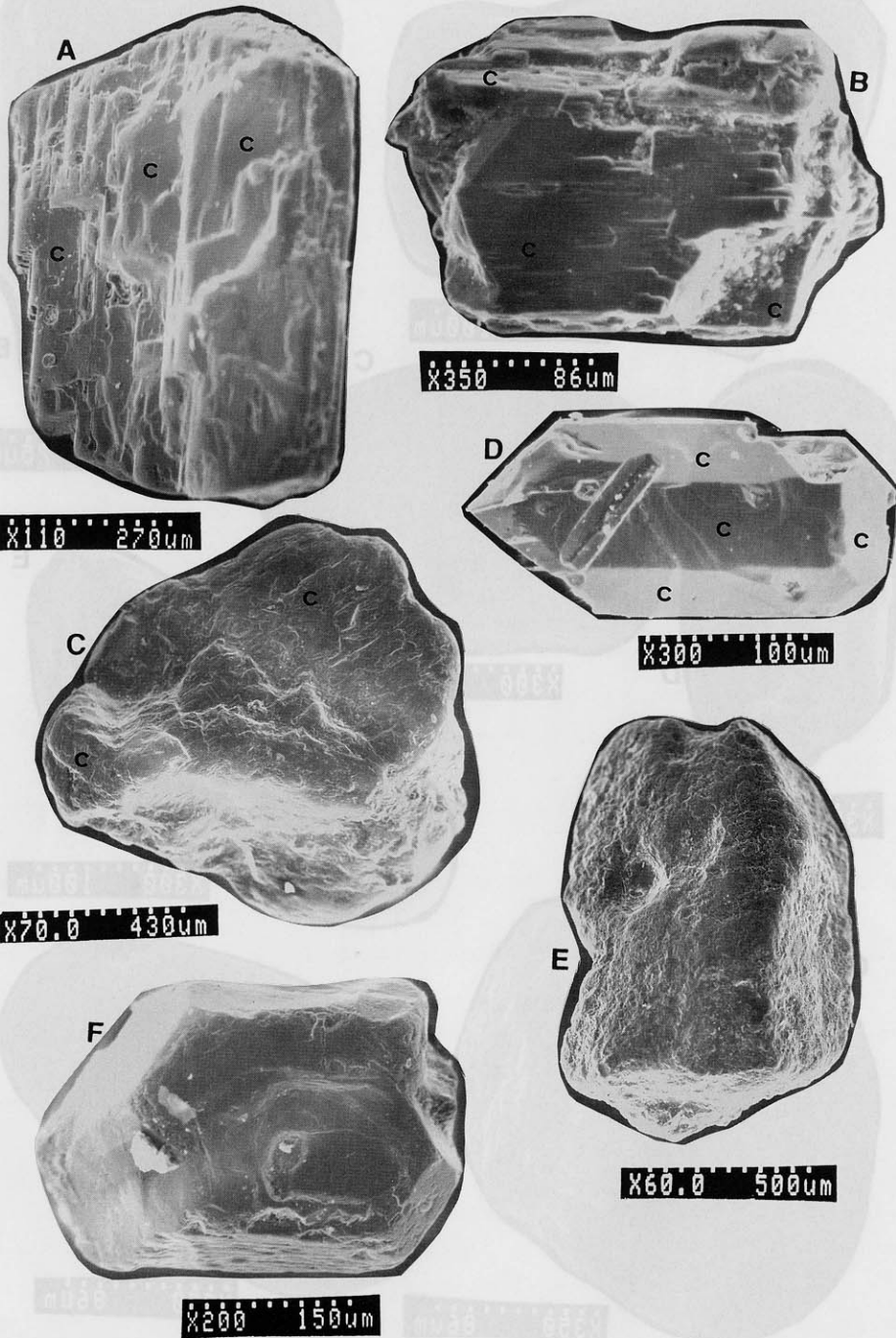


図-7 斐伊川下流における角閃石(A, B), 単斜輝石(C), ジルコン(D), スフェン(E)およびチタン鉄鉱(F)の各粒子の電顕写真

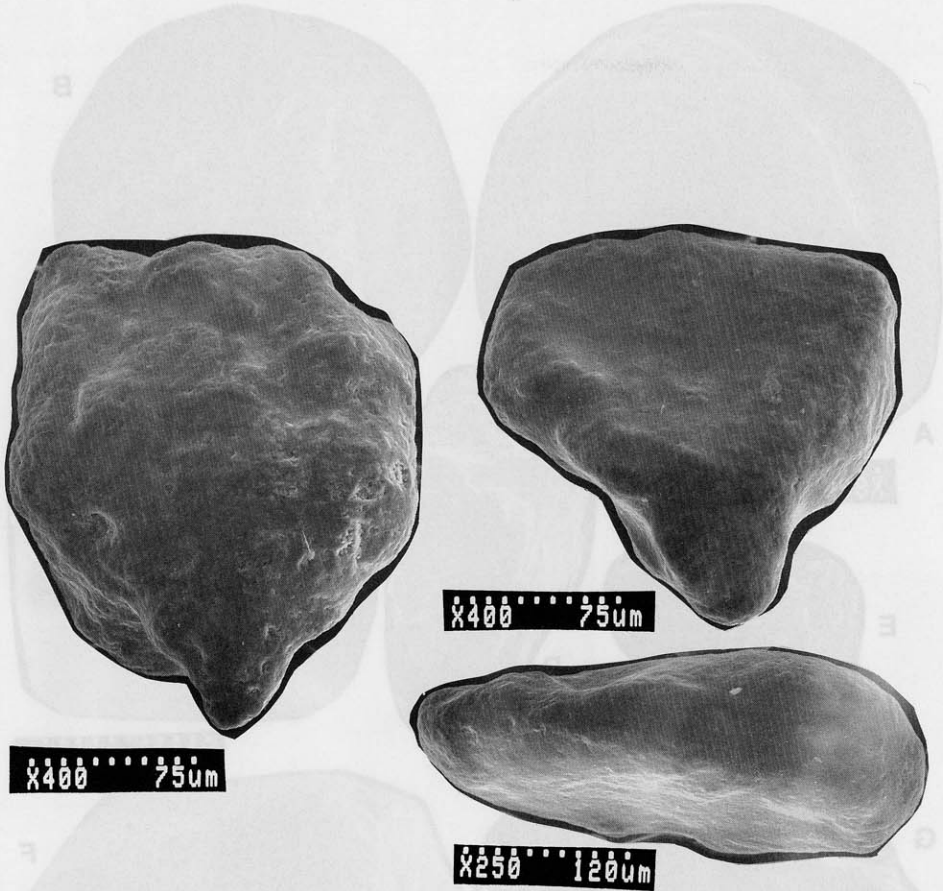


図-8 アラビヤ砂漠における角閃石粒の電顕写真

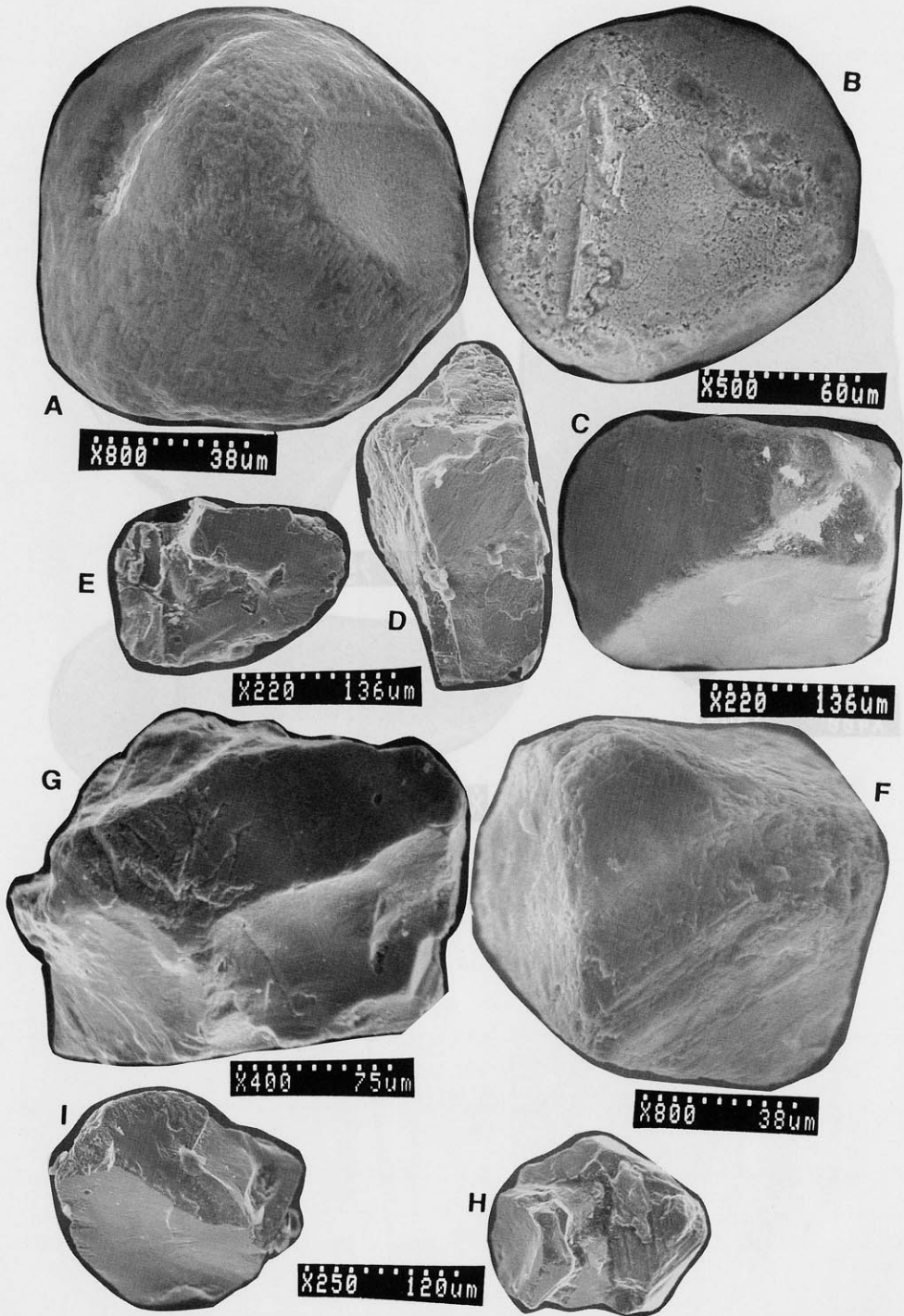


図-9 磁鉄鉱粒の電顕写真 A, B, C (三子山砂丘), D, E, F, G, H, I (斐伊川下流)

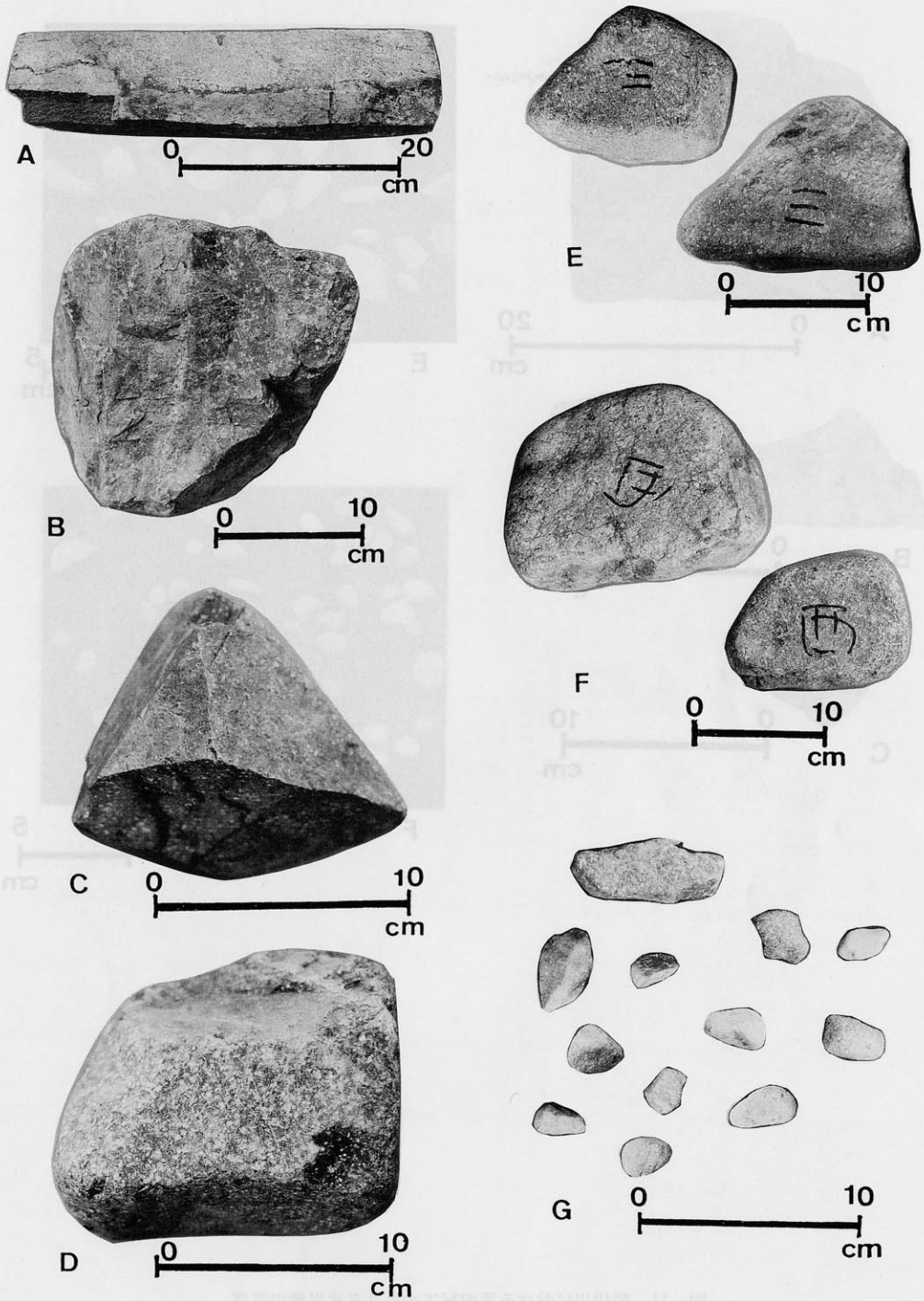


図-10 斐伊川における中生代火山岩類礫の写真
 A～C : 斐伊川源流(鳥上滝)の礫、
 D : 船通山登山口付近の礫
 E : 三成ダム付近の礫
 F : 木次町西日登付近の礫
 G : 木次町斐伊付近の礫

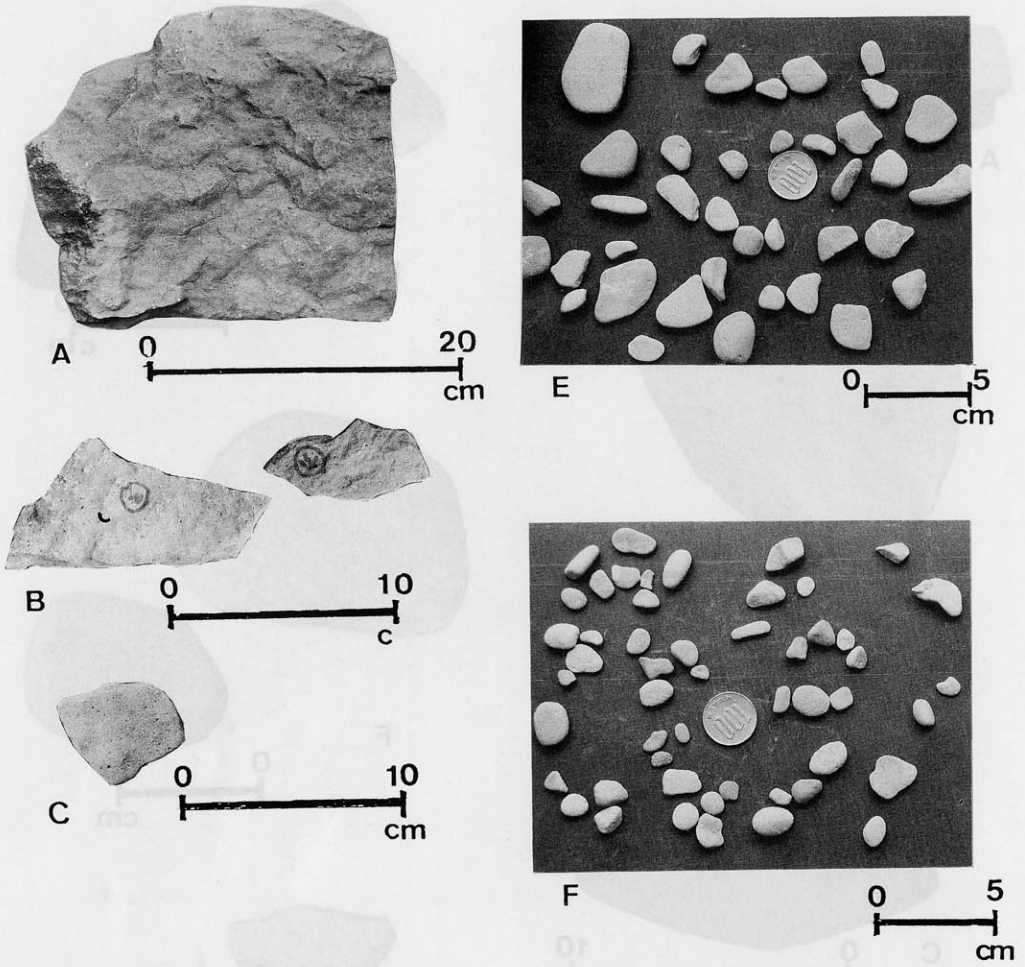


図-11 斐伊川における第四紀アルカリ玄武岩礫の写真

- A～B：横田町竹崎付近の礫
- C：横田町斐乃上温泉付近の礫
- D：仁多町尾崎付近の礫
- E：斐川町上乘寺橋付近の礫
- F：出雲市神立橋付近の礫

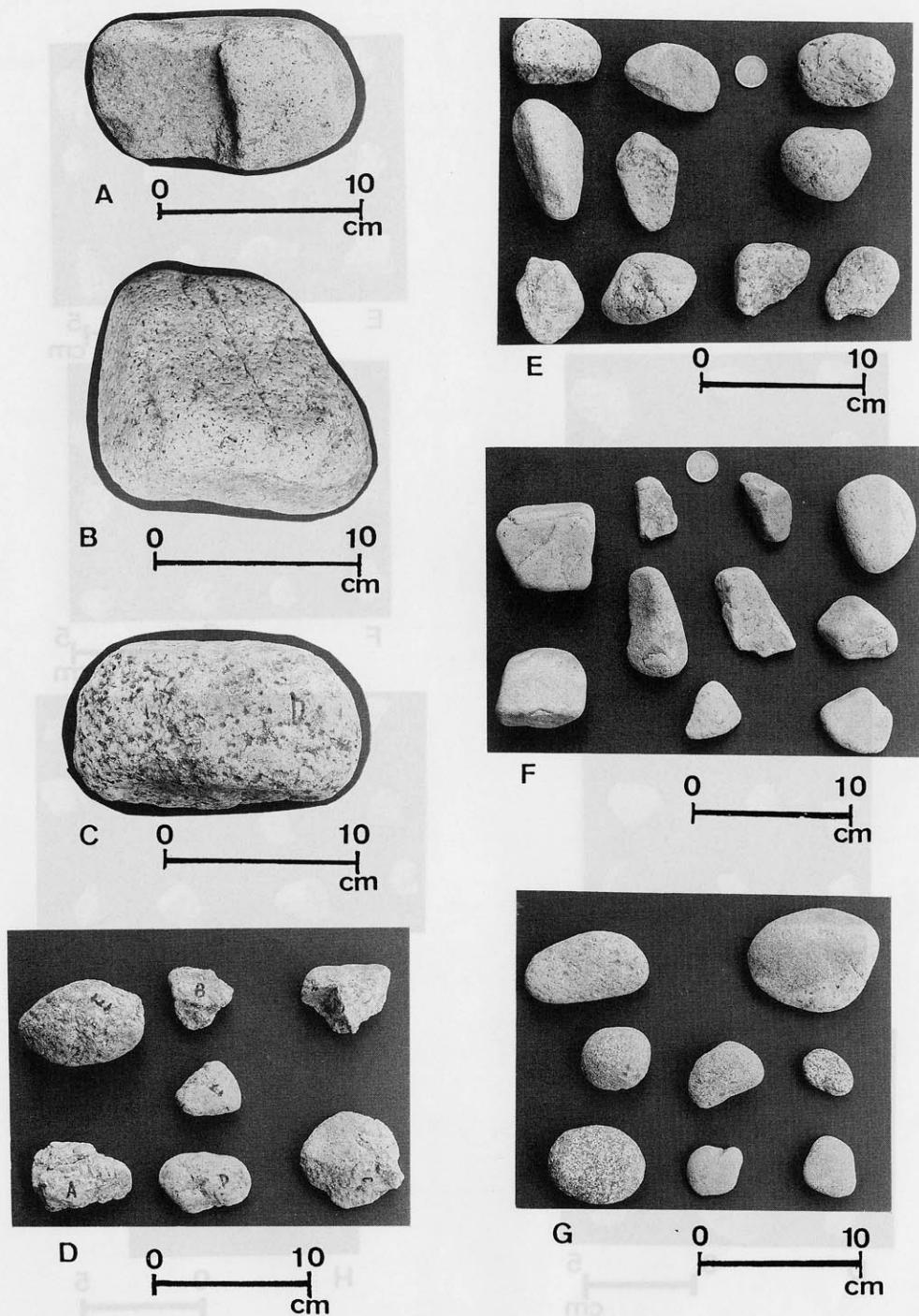


図-12 a 斐伊川における花崗岩類礫の写真
 A : 細粒花崗岩
 B : 中粒花崗岩
 C : 粗粒花崗岩
 D : 粗粒花崗岩
 E : 中粒花崗岩
 F : 細粒花崗岩
 G : 閃緑岩

横田町
 三成ダム付近の礫
 木次町
 西日登付近の礫

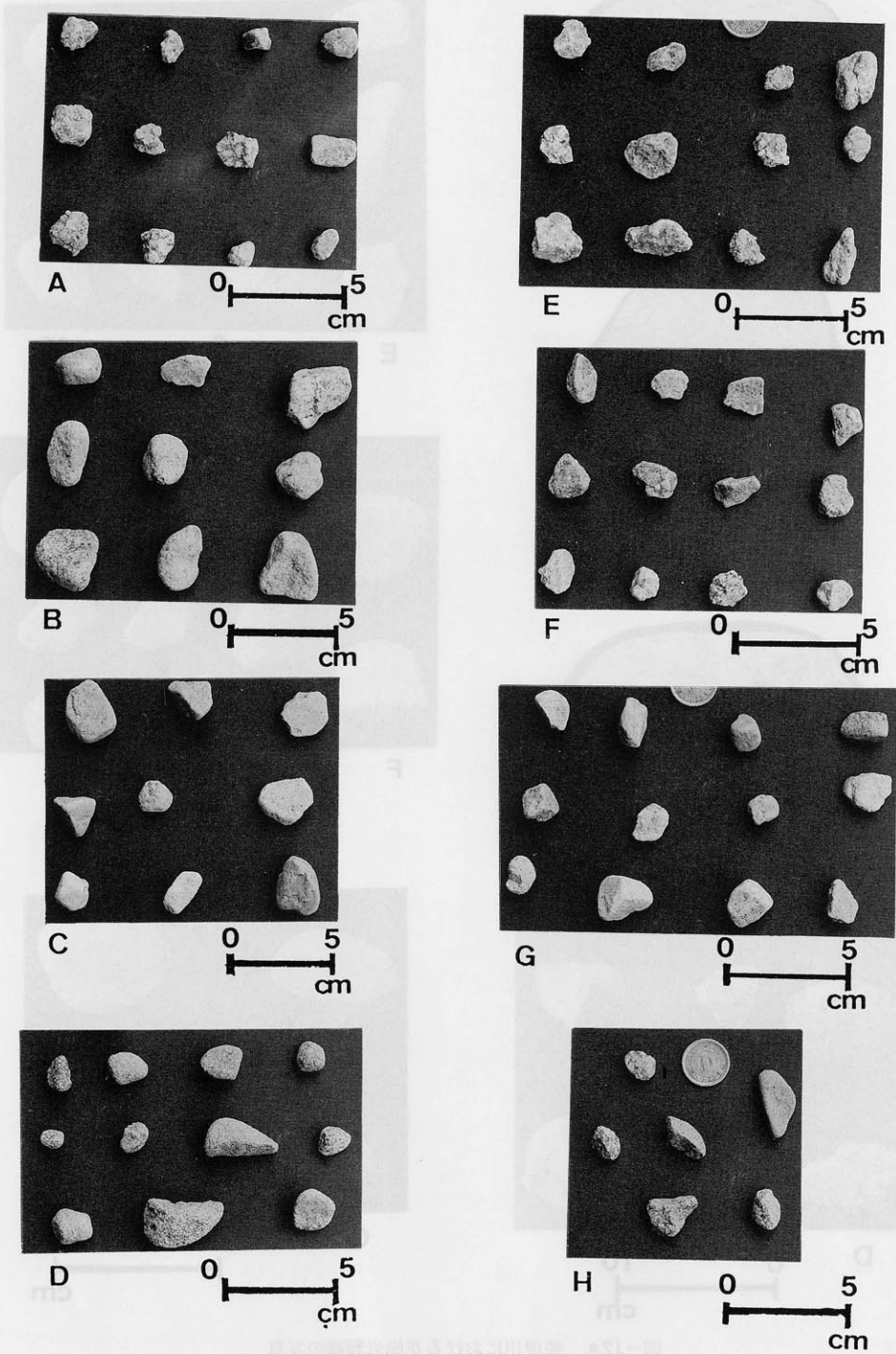


図-12 b 斐伊川における花崗岩類礫の写真

- | | | |
|-----------|---|-----------------|
| A : 粗粒花崗岩 | } | 木次町
斐伊付近の礫 |
| B : 中粒花崗岩 | | |
| C : 細粒花崗岩 | | |
| D : 閃緑岩 | | |
| E : 粗粒花崗岩 | } | 斐川町
上乘寺橋付近の礫 |
| F : 中粒花崗岩 | | |
| G : 細粒花崗岩 | | |
| H : 閃緑岩 | | |

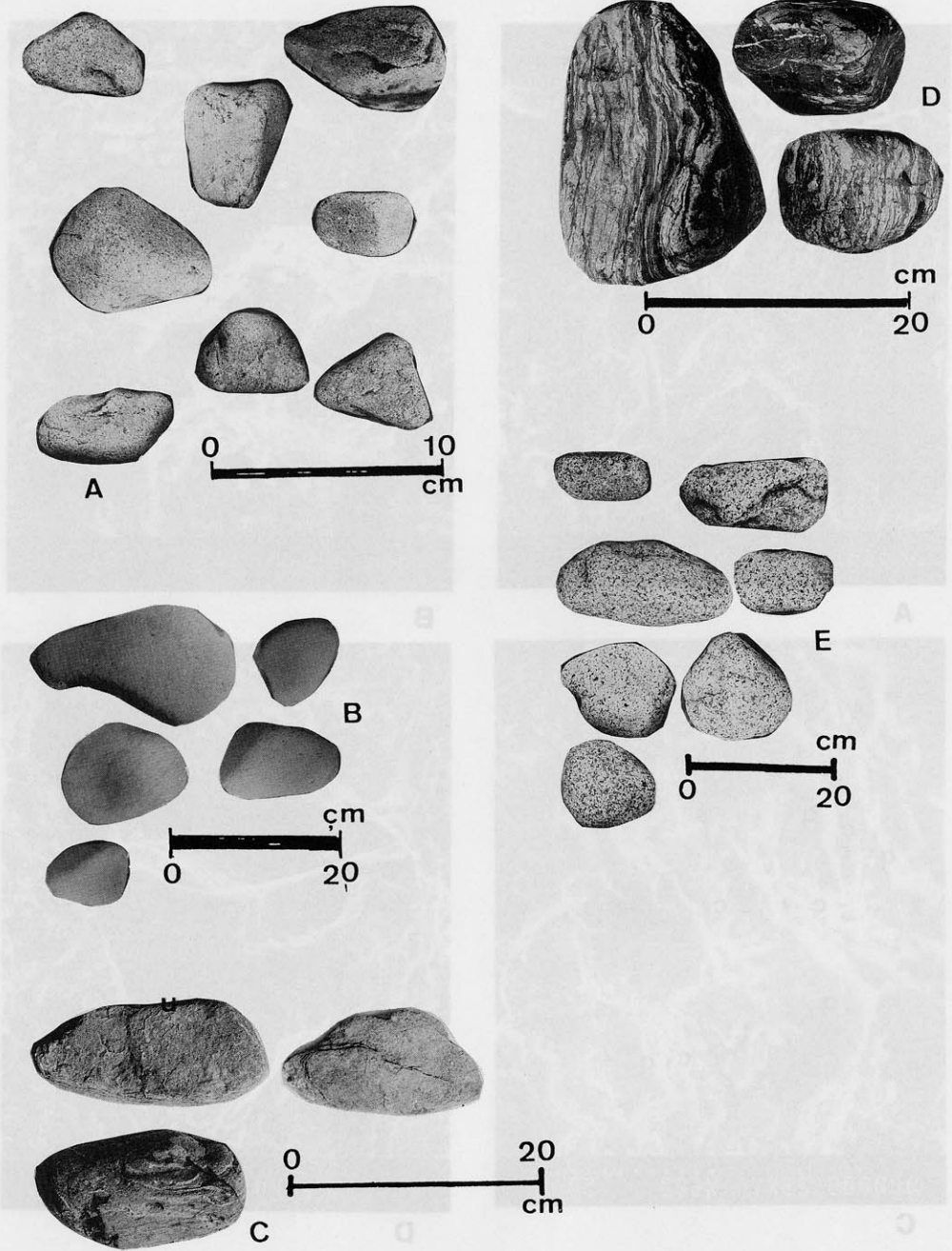
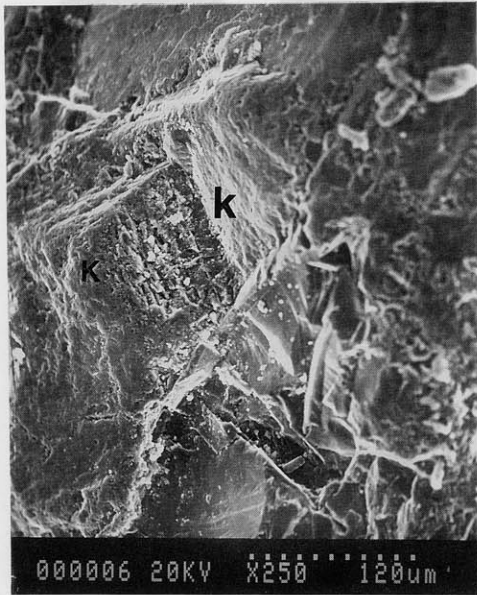
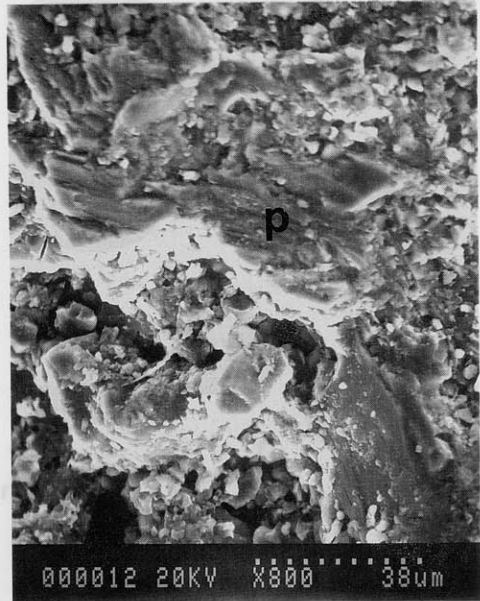


図-13 高津川下流における礫の写真

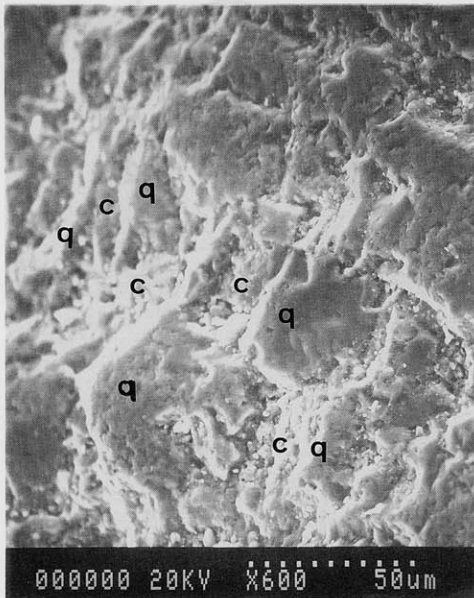
- A : 中生代火山岩類の礫
- B : 青野山石英安山岩の礫
- C : 黒色片岩の礫
- D : チャートの礫
- E : 関緑岩の礫



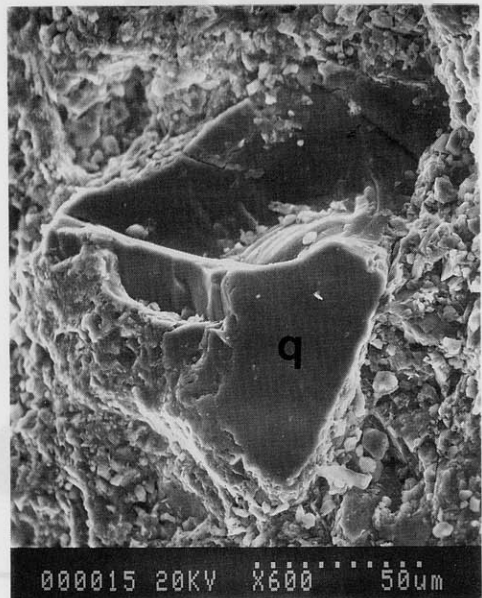
A



B



C



D

図-14 a

高津川の河床礫に見る円磨度と

関係する岩石の組織

A：花崗岩の中のカリ長石(k)の破壊

B：変成岩の中の班晶状曹長石(P)
の破壊

C：チャートの破壊(q:石英, c:緑泥石など)

D：後期中生代溶結凝灰岩の石英班晶
(q)の破壊

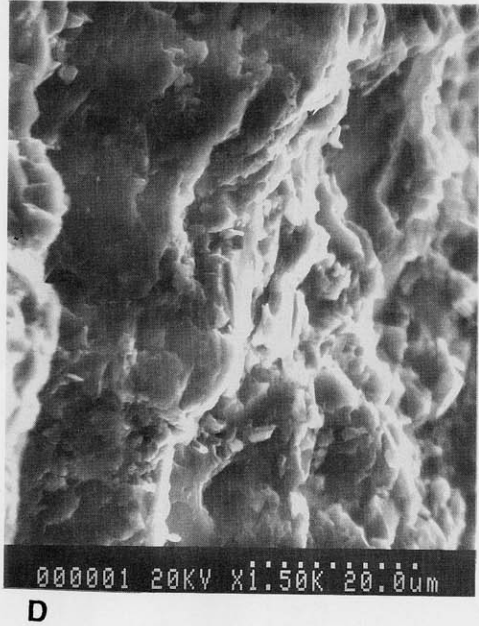
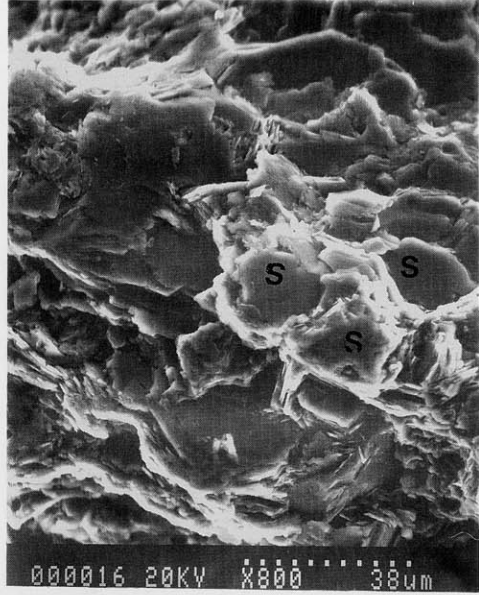
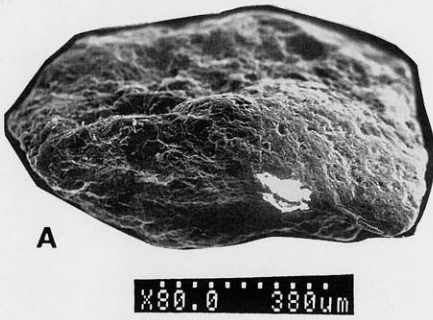


図-14b
高津川の河床礫に見る円磨度と
関係する岩石の組織
A：セリサイト片岩礫
B：セリサイト片岩礫の円磨度の高い部分
s：セリサイト
C：黒色片岩礫
D：黒色片岩礫の破壊面