

トルコの地震と地震断層について

Remarks on the earthquakes and earthquake faults in Turkey

加藤 碩一*

Hirokazu KATO

I. はじめに

地質調査所の地震予知研究の一環として、1982～1984年にかけて、「地震断層、活断層及び地震予知に関する研究」と称するプロジェクトが実施されています。これは、世界有数の水平ずれ活断層であるトルコの北アナトリア断層と日本の中央構造線を地震地質学的に比較検討することを主目的として、トルコ側の鉱物調査開発研究所（MTA）の基礎研究部ネオテクトニクスグループと共同で調査研究をすすめているものです。

昨秋、小生がトルコに行き、本プロジェクトに関する打ち合わせと若干の野外調査を行いました。その経緯については、既に発表してあるので（加藤、1983）、ここでは、トルコの地震と地震断層について、若干の紹介をしようと思います。

（本報告のうち、北アナトリア断層のエシュロン配列の一部については、1982年の構造研冬の例会におけるシンポジウムで話しましたが、時間の制約から十分に紹介できず、また、その後検討を加えた事も含めて発表内容に大幅に加筆してあることをおことわりしておきます。）

II. トルコの地質概説

トルコの主要部を占めるアナトリア半島（南北約 500 km、東西約 1,500 km）では、古生代初めから何度も造山運動がくり返され複雑な地質を呈しますが、大まかな地質構造区は、基本的に東西性の 4 つの帯状構造区からなっています。即ち、北から、ポントス区・アナトリア区・タウルス区・辺境褶曲区となります。各構造区の境界は、研究者によって若干相違がありますが、ここでは、第 1 図のように、平野（1981）による区分に従うことにします。

ポントス区は、東部は主に白亜紀～古第三紀の流紋岩～玄武岩質火山噴出岩類からなり、一部花崗岩の貫入がみられ、西部は、片麻岩基盤の上に古生代堆積岩及び白亜紀～古第三紀の火山性堆積物が分布します。

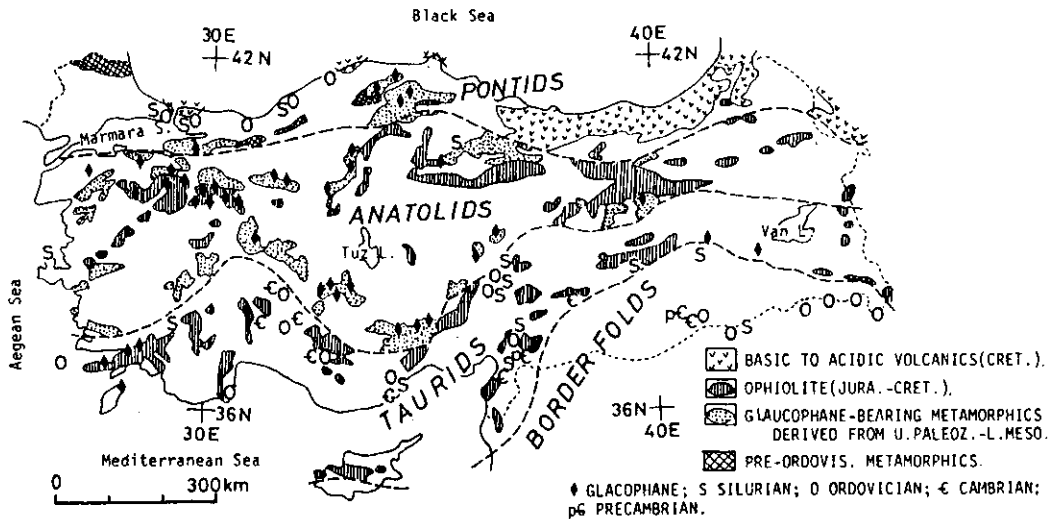
アナトリア区は、主にオフィオライトと低度の変成岩類が広く分布し、第 2 図のように中新鮮新世及び第四紀の堆積物が散在します。その大部分が陸成堆積物で、わずかにトルコ東部エルジンジャン周辺で、海成の中新世層が分布します。

エルジンジャン以西のポントス区とアナトリア区の境界が北アナトリア断層で、同断層はエルジンジャン以東では、アナトリア区を切ります。同断層にそって多くの山間盆地があり、盆地内にポントス層群と称される陸成堆積物を分布させています。ポントス層群は、上下二つに区分されています。

下部ポントス層群は、後期中新世～前期鮮新世の陸成堆積物からなり、最大層厚は 500 m 以上に達します。岩相は、盆地中心部では、主に砂やシルト・粘土・マールなどの湖成堆積物からなり、

• 地質調査所

連続の悪い凝灰岩の薄層をはさむことがあります。また、最上部には河成の礫層がみられます。全般に良く成層していますが、斜交層理やスランプ等の堆積構造の発達もみられます。盆地辺縁部では、河成の礫や砂などの粗粒堆積物に移化します。礫種は、基盤の緑色片岩・大理石・砂岩・蛇紋岩などが多く、礫径は最大20cm位で、10cm以下の亜円礫が多いですが、一般に淘汰は良くありません。全般に緩傾斜をなしていますが、北アナトリア断層近傍では、急傾斜をなし、小断層の発達も著しく、しばしば褶曲するのが見られます。



第1図 トルコの地質構造区分 (平野, 1981)

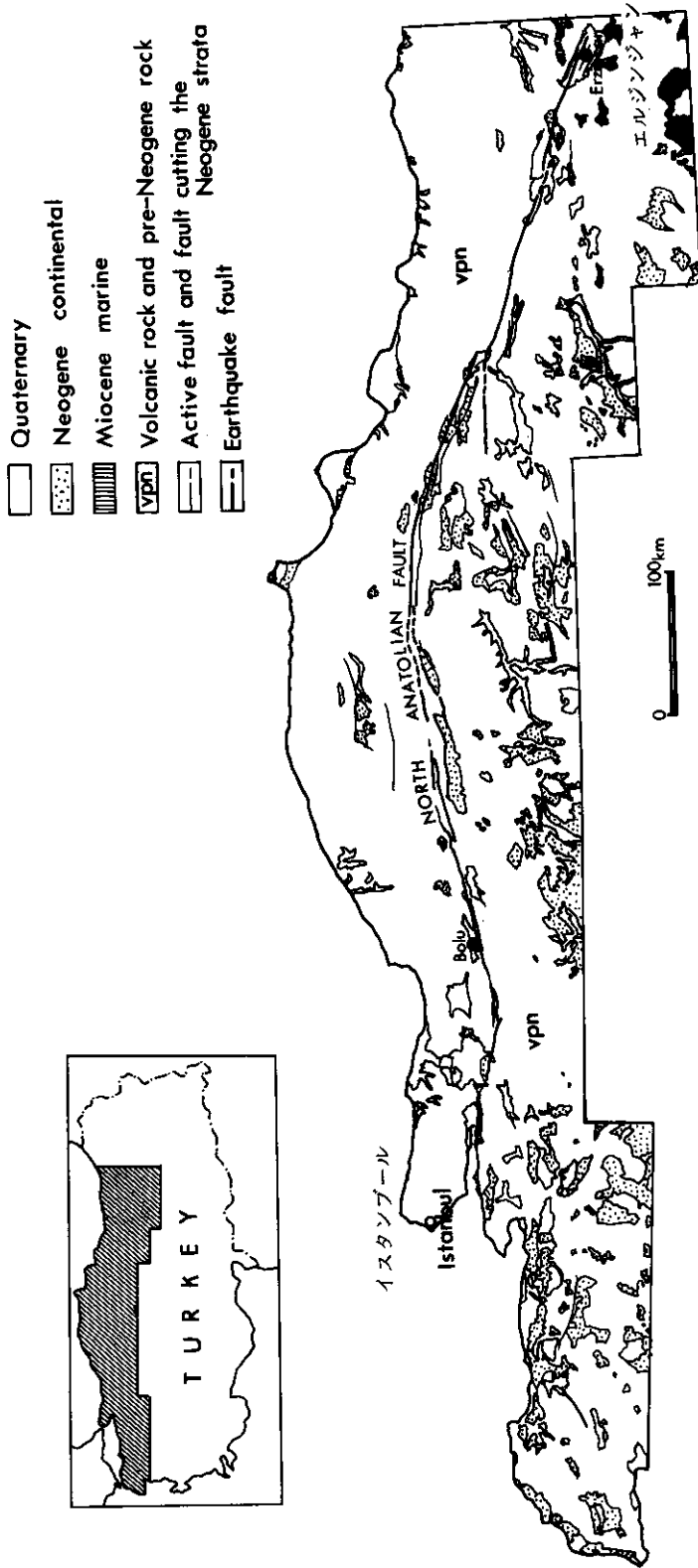
上部ポントス層群は、後期鮮新世～前期更新世の陸成堆積物からなり、最大層厚は300mに達します。主に、河成の礫及び砂の粗粒堆積物からなりますが、一部で凝灰岩の数cm～10数cm位の不規則塊を含みます。褶曲変形などはみられず、一般に緩傾斜をなし、よく成層しています。

上下ポントス層群の境界は不整合で、北アナトリア断層に近い所では、傾斜不整合を示します。

また、後期更新世～完新世の段丘堆積物がポントス層群を不整合におおっているのが盆地内でよく観察されます。トルコでは、鉱物資源の調査に重点がおかれ、あまり重要な資源を産しない後期新第三紀～第四紀にかけての地質の研究はやや遅れているようです。

タウルス区は、先カンブリア系を含む下部古生界と中生界及びオフィオライトよりなっています。

辺境褶曲区は、エオカンブリアから鮮新世にいたる浅海性堆積岩が分布し、中新世の造構運動が最も激しかったにもかかわらず、火成活動を伴っていないとされています。



第2図 トルコ北部の地質略図

Ⅲ. トルコの地震概説

トルコにおける地震の歴史記録は、わが国や中国と同様数千年間にわたりますが、その大部分が普通の現代トルコ人にとって読むことのできないアラビア文字で書かれており、十分な検討がなされておらず、比較的信頼できるデータは1910年以降であり、さらにトルコにおける地震の機器観測が始まったのは1960年代の後半からという状況です。

トルコの地震は、北アナトリア断層に沿うもの、東アナトリア断層に沿うもの及びエーゲ海沿岸地域に発生する地震群の3つに大別されます。とくに、北アナトリア断層東部のエルジンジャン地震(1939, M7.9)はトルコでは今世紀最大です。北アナトリア断層沿いでは、Toksoz et al (1979)による $M \geq 5.9$ の地震の検討から、 $\lambda = 39^\circ \text{E}$ 付近を中心に東西両方向への顕著な震源移動が知られており、とくに、西方への移動は、Mogi (1968)も指摘するように世界的に有名です。彼らによれば、西方への震源移動は、 50 km/year 、Dewey (1976)によれば、 80 km/year で、1939年以降速く、さらに1945年以降やや遅くなる傾向があるということです。東方への移動は、 10 km/year で、西方への移動に比べて著しく遅いようです。また、1976年のムラディエ地震で生じた地震断層の位置は、北アナトリア断層の推定東方延長位置より北方にずれており、エルジンジャン以東の地震及び北アナトリア断層のより詳細な研究が待たれています。 $\lambda = 29^\circ \sim 30^\circ \text{E}$ 、及び $42^\circ \sim 43^\circ \text{E}$ において、2つの Seismic gap が指摘されており、近い将来の地震発生が懸念されています。

さらに、地震の発生回数からみると、1850~1900年及び1940年(1939.12.26.のエルジンジャン地震を含む)~現在が活発で、その中間は比較的不活発といわれています。

北アナトリア断層と共役をなす左ずれの東アナトリア断層の slip rate は北アナトリア断層の半分以下と推定され、地震の数も多くありません。最近では、1971年の Bingol 地震(M6.7)と1975年の Lice 地震(M6.7)が知られています。もっとも、東アナトリア断層が注目されだしたのは70年代のことで、地質や断層については調査が十分ではありません。

エーゲ海沿岸は、東西性の地溝が発達し、地震もそれを反映して、南北に最大引張りが卓越する正断層タイプの発震機構を示し、やや深い地震が多いようです。

Ⅳ. 北アナトリア断層

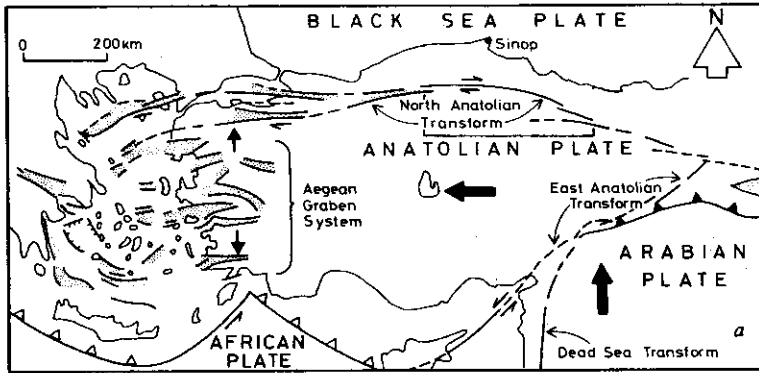
北アナトリア断層は、トルコ北部を北にはりだした緩い弧を描いてほぼ東西にのびる世界有数の右水平ずれを示すプレート境界のトランスフォーム断層です。その総延長は1,000km以上に達しますが、両端部では不明瞭となります。とくに、その西端はいくつかのブランチになるといわれています。第3図に示すように、左ずれを示す東アナトリア断層と共役をなして、両者に境されたアナトリアマイクロプレートを西方に移動させる形になっています。

総水平変位量は、従来70~80km程度といわれてきましたが、最近では20~30kmとする意見も出され今後検討が要される問題です。また、Ketin (1968)によれば、1939年~1967年の北アナトリア断層に起因する地震によって生じた総水平変位量は、18mということになります。北アナトリア断層の変位速度は Brune (1968)や North (1974)によれば、各々 6 cm/year (1910-1977)、 12 cm/year (1939-1977)と推定されています。

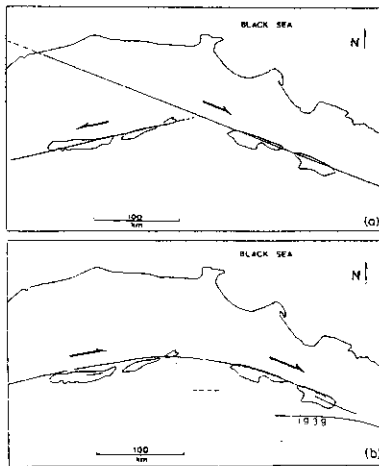
北アナトリア断層の発生は、10-12 m.y.といわれますが(Ketin, 1968)、その変位は一貫して右水平ずれを示したわけではありません。Hancock and Barka (1980, 1981)は、ポントス層群中のいわゆる小構造の解析から北アナトリア断層が、下部ポントス層群堆積後かつ上部ポントス層群堆積前、すなわち middle Pliocene 頃に左ずれの活動をしたことを明らかにしました(なお、Dr. Barka は本プロジェクトの共同研究者の一人です)。

最近、Hempton (1982)は、これを解釈し、Plio-Pleist. 以前に、the proto North Anato-

lian fault は、2つの断層に分離しており、WNW性の右ずれ断層とWSW性の左ずれ断層からなっていたと主張しています(第4図)。



第3図 北アナトリア断層の構造的位相 (Segor, 1979)



第4図 北アナトリア断層の発達 (Hempton, 1982)

Fig. 4 (a) Neogene basins (stippled) and proposed general configuration of the proto North Anatolian fault zone before the Plio-Pleistocene (after Hancock & Barka 1981, Fig. 1b and Bergougnan *et al.* 1978, Fig. 1). (b) Neogene basins and recent earthquake faults defining the modern North Anatolian fault zone (after Hancock & Barka 1980, Fig. 1b). The fault break associated with the 1939 earthquake is also shown on the map.

V. トルコの地震断層

一般に、地震断層の地表における形態は多重雁行配列をなすことがきわめて多いことがよく指摘されています(たとえば、小出ほか、1979)。

トルコの地震断層の総延長を L_1 とし、みかけ上一つづきとみなすこの断層を S_1 セグメントと称します。また、このセグメントの最大変位量を D_1 とします (D_{1h} が水平成分、 D_{1v} が垂直成分を表わしますが、ここで扱う断層は水平ずれ断層なので、 $D_1 = D_{1h}$ です)。この S_1 セグメントはさらに小規模な S_2 セグメントの雁行配列からなっており、先と同様に L_2 、 D_2 等を定めます。以下、同様に、 L_3 、 $L_4 \dots L_n$ 、 $D_3 \dots D_n$ 等、下位のセグメントの要素を決めておきます。

次節でのべるように、 L_1 は、地震の大きさに関連して様々ですから、ある断層の L_2 の方が、他の断層の L_1 より大きいこともありうるわけです。

ここでは、既存資料と筆者の現地における昨年の予備的調査の結果から若干の予察的なまとめをしておきます。

1. 地震と S_1 セグメント

地震断層の位置は必ずしも活断層である北アナトリア断層や東アナトリア断層と厳密に一致するものではありませんが、ほぼ、同断層の破砕帯内ないし、そのごく近傍を並走します(1975年のリジェ地震と1976年のチャルドラン地震を除きます)。北アナトリア断層沿いでは地震断層は一般に、以前の地震による破断が終了したところからはじまりますが、若干重複する場合があります。また、断層間にギャップがある場合には、後の地震による破断によって満たされ、1939年以降、西方への震源移動に伴って約500kmにわたって破断が生じ、 29° – 30° E及び 42° – 43° Eにギャップが残るのみです(もちろん、同断層の東西両端付近は、明らかではありません)。

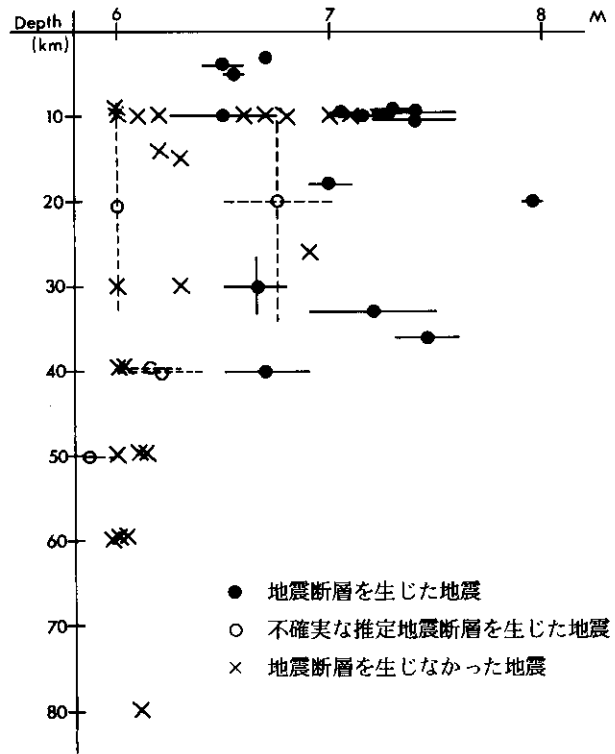
第5図は、横軸にマグニチュード、縦軸に震源の深さをとってあります。黒丸は地震断層を生じた地震、白丸は不確実な推定地震断層を生じた地震、×印は地震断層を生じなかった地震を表わします。この図から、40km以浅の地殻内の地震で、 $M \geq 6.5$ ならば、地表に地震断層の発生が期待されることがわかります。この期待領域内でも若干の×印がみられますが、これらは、今世紀初め頃の地震や又はイランとの国境近くのへき地のため、調査や報告がなされていないためと考えられます。

地震断層の長さ(L_1)や最大変位量 D_1 及びマグニチュードの間には相関関係があることが知られています(たとえば、松田, 1975)。

第6図には、縦軸に地震断層の長さ(L_1)を対数表示し、横軸にマグニチュードを示してあります。黒丸は北アナトリア断層関係の地震断層で、白丸はわが国の水平ずれを示す地震断層で、いずれも地表で観察された最大総延長(L_1)をとっています。データの信頼性についてなお検討が要されますが、予察的に次のことがいえそうです。即ち、トルコの地震断層も予想されたようにその長さ($\log L_1$)と M の間に第一近似的に直線関係がなりたつようです($\log L_1 = aM - b$)。ちなみに Toksoz et al. (1979)は $\log L_1 = 0.78M_s - 3.62$ としています。

第7図は、地震断層の地表における最大変位(D_1)とマグニチュードの関係を示したものです(凡例は第6図と同じ)。

同様に第一近似的に両者に直線的な相関($\log D_1 = cM - d$)があることがいえるようです。トルコと日本の地震断層の変位についての比較は不明瞭です。データの信頼度を確認しないとこれ以



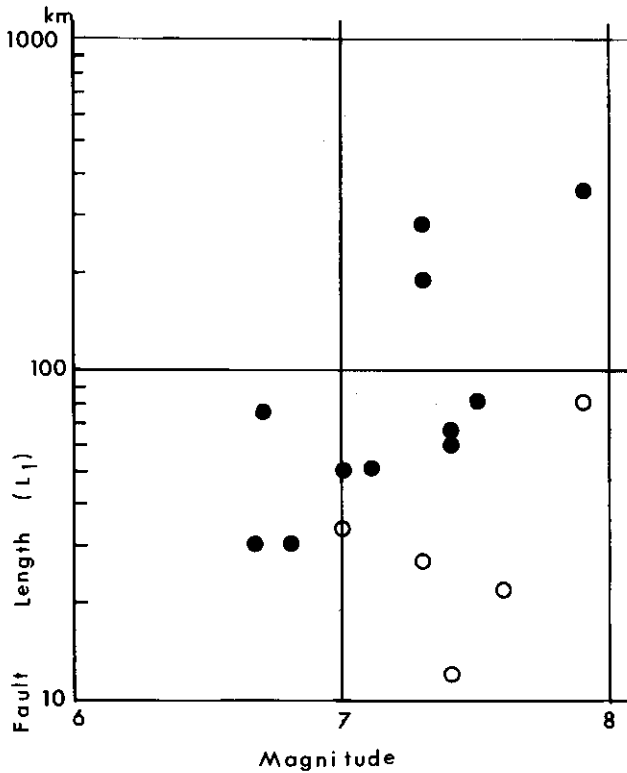
第5図 トルコの地震の深度

上の議論はできませんが(従って、ここでは a, b, c, d の定数の比較はしません), 比較的確かな M7 と M7.9 の地震を比べると断層の長さ (L_1) の場合と逆に日本の地震断層の最大変位量の方がトルコのそれよりも大きいことはいえそうです。

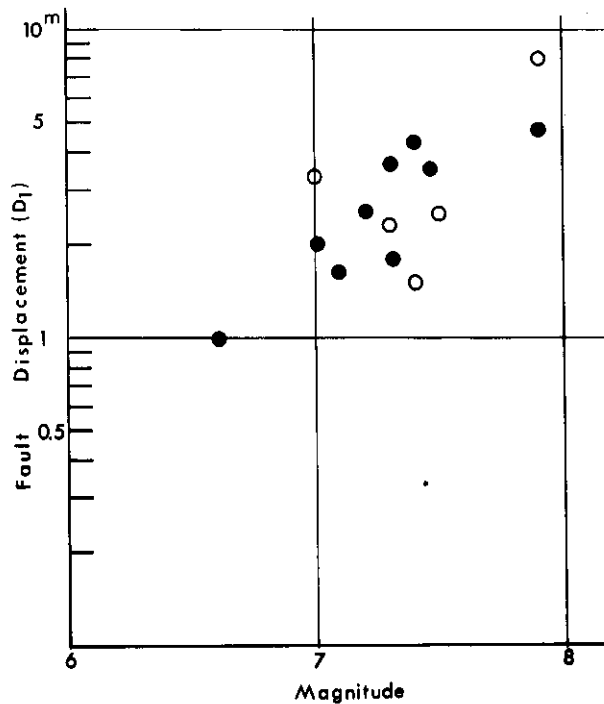
たとえば濃尾地震とエルジンジャン地震は、共に M7.9 とされますが、前者の長さ (L_1) は約 80 km, 最大変位 (D_1) は 8 m⁺ に対して、後者の長さ (L_1) は約 300~350 km, 最大変位 (D_1) は 4.2 m です。

きわめて大まかに変位量 (D_1 cm) と長さ (L_1 km) の比を単純計算してみると、トルコの地震断層は 7 以下(一般に 2~3 以下)日本の地震断層は 10 以上という結果になります。もちろんこの値は暫定的な目やすにすぎませんが、両者の地表における断層形態に有意な差があるといえるのではないのでしょうか。

これは、トルコの地震断層はプレート境界のトランスフォーム断層としての活断層に関連するものであるのに対して、わが国の地震断層は、プレート内部のトランスカレント断層としての活断層に関連するものであることによると考えられます。



第6図 地震断層の長さと言グニチュード
シンボルは第5図と同じ



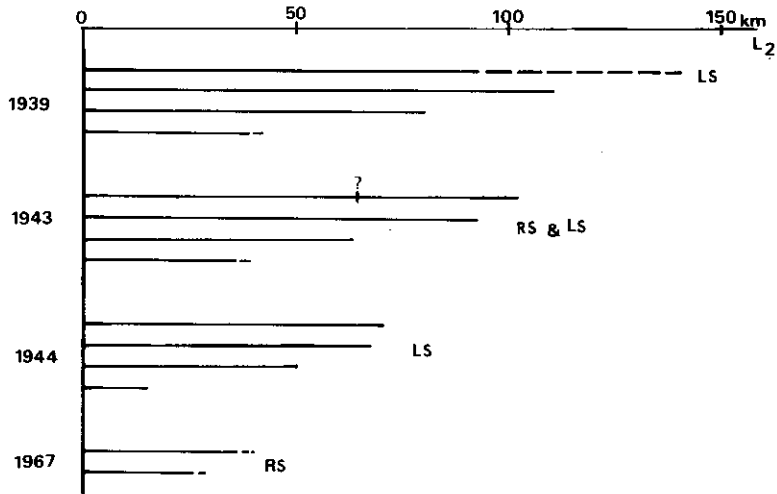
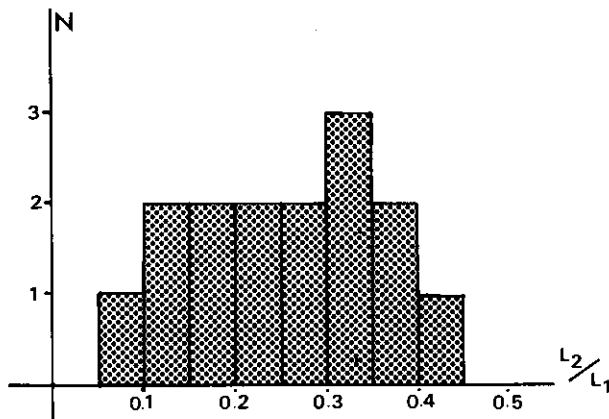
第7図 地震断層の変位量とマグニチュード
シンボルは第5図と同じ

2. S₂セグメントの形態特性

さて、北アナトリア断層沿いの地震断層の配列について考えてみます。

地震断層の総延長 (L_1) が、約60km以上の S₁セグメントは、みかけ上一続きではなく、2～4の複数の S₂セグメントに分割されることが多く、結果として第8図に示したように、それらのセグメントの長さは、だいたい100km以下となります。そしてこのように分割される S₂セグメントの配列は、北アナトリア断層が現在、右ずれを示すにもかかわらず、左ずれに対応するエシュロン配列 (LS)、右ずれに対応するエシュロン配列 (RS) 及び両者の混在 (RS & LS) がみられます。これらのセグメントの L_1 と L_2 の比をとって表わしたのが第9図です。サンプル数が少ないので断定しにくいのです。 L_2/L_1 の比はばらつきが大きく、 L_1 と L_2 の両者の間に有意な相関はみられません。むしろ、 L_2 の大きさは鮮新—更新世の堆積盆の大きさや石灰岩や火山岩体の大きさに相当し、その位置も、内陸盆地辺縁部や地質岩体境界にあるものが多く、この規模の S₂セグメントの形成はそうした地質学的な異方性や既存断層に影響される結果と思われる。従って、この規模の雁行配列に、モデルや実験結果を無批判に適用することは危険です。

一方、 $L_1 < 60$ km ぐらいの S₁セグメントを構成する S₂セグメントの配列はほとんど右ずれを示します。

第8図 トルコの主な地震断層の S_2 セグメントの配列と長さ第9図 トルコの主な地震断層の S_1 セグメントと S_2 セグメントの長さの比

3. $S_3 \sim S_n$ セグメントの形態特性

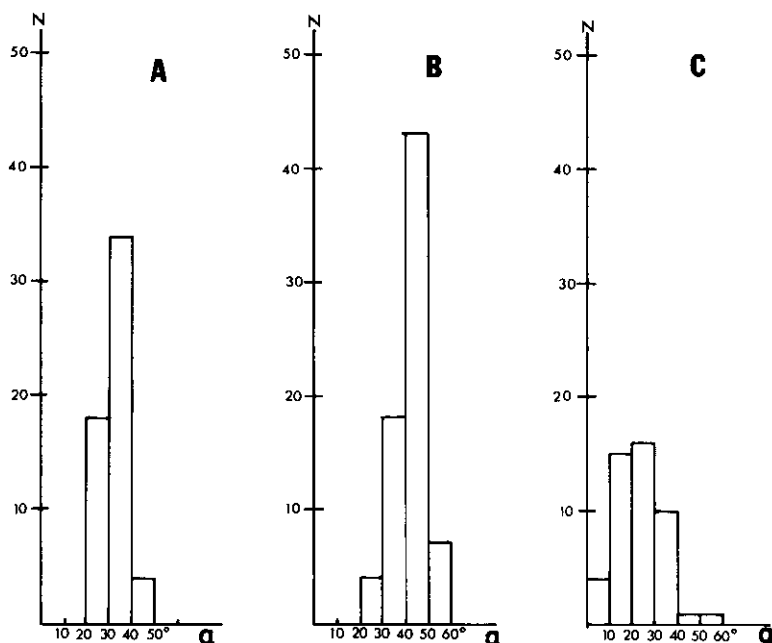
S_3 以下(前にのべたように比較的小規模な S_2 セグメントの一部を含む)のセグメントの配列は、 S_1 セグメントの変位に応じて、比較的規則正しく、一様に右または左ずれの雁行配列をなします。地表で観察された最小の雁行配列のセグメント S_n の長さ L_n は10数cm～数mで、ほとんど横ずれ成分はみられず、オープクラック状を呈しています。もちろん $S_1 \sim S_{n-1}$ セグメントは、各々横ずれが卓越しています。

試みに、ビンゲル地震(1971. 5. 22, M 6.7, 東アナトリア断層に伴う左ずれ地震断層, $L_1 = 15 \sim 20$ km, $D_1 = D_{1h} = 25$ cm)とバルト地震(1966. 8. 19, M 6.5～6.8, 北アナトリア断層に伴う右ずれ地震断層, $L_1 = 20 \sim 30$ km, $D_1 = 30$ cm)の地震断層のスケッチ(Ketin, 1969とSeymen and Aydin, 1972)を測定してみます。

第10図は、雁行配列の主方向と各セグメントのなす角 α の頻度分布を示しています。AとBは、

ビンゲル地震の例で、Cはバルト地震の例です。

α の大きさは、地表の岩石や地層の物性及び各雁行配列による横ずれ変位量と関係するので、測定精度の問題を別にしても、この3例だけでその平均値や中央値を比較することはあまり意味がないでしょうが、A、Bのように同じ地震断層系で、ほぼ同じ場所にもかかわらず、中央値に違いが見られるようなことが気にかかります。AはBの約2倍ほどのスケールの雁行配列なので、規模の違いやオーダーの違いも関係するかもしれません。

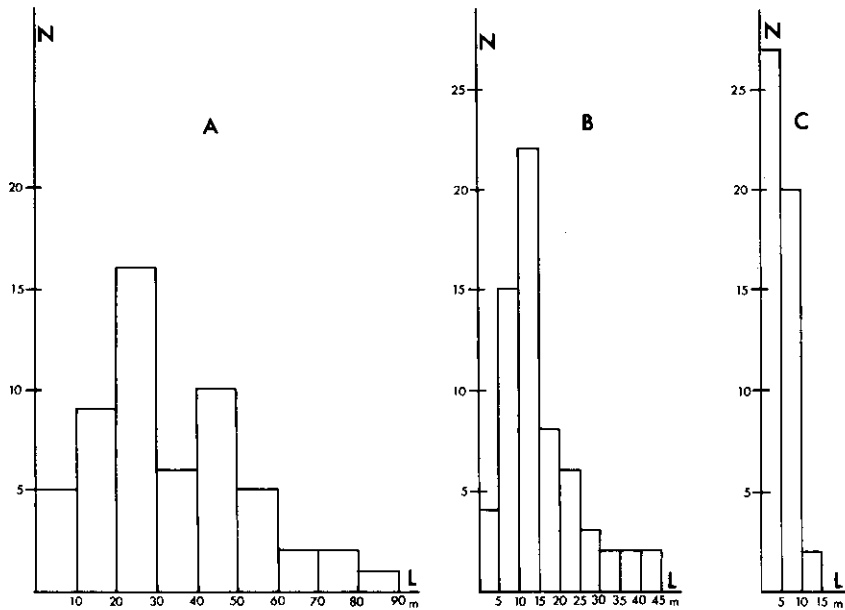


第10図 雁行配列の主方向と各セグメントのなす角度 α (ビンゲル地震(A, B)とバルト地震(C)の地震断層の雁行配列の例)

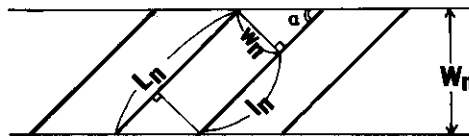
第11図は、各セグメントの長さ (L_n) の頻度分布です。かなり散布度が大きく、 α の場合と同様にその中央値の違いが有意であるか否か決めかねます。一見、規則正しく配列しているように見えるエシュロン構造も、かなりばらつきがあるので、もっと多くのデータを集めて、ある適当な範囲(偏差)を定めその内の値のみとりあげた方が良いでしょう。

さて、エシュロン配列の各セグメントの長さが等しく、平行でかつその幅 (W) が一定ならば、第12図に示したように、エシュロン配列の二次元的形態は、 α (エシュロン配列の主方向と各セグメントのなす角度)、各セグメント間の距離 (W) と各セグメントの長さなどによって表わされています。いいかえれば、各セグメントの重複率 $r = \frac{l_n}{L_n} \times 100$ と α によってきまることになります。各セグメント間の離れている距離を l' とし、解離率 $r' = \frac{l_n}{L_n} \times 100$ を用いればよいでしょう。実際のエシュロン配列は、この模式図のように各要素とも一定ではありませんから、たとえば、 W にしても最大値と最小値と平均したりするなど測定にあたって若干の工夫がいらいます。第13図は縦軸に各セグメントの重複率 r 、横軸に α をとってあります (AとCは2%ごと、Bは1%ごとのコンターを表わし、前者は10%以上、後者は7%以上10%未満を黒くぬりつぶしています)。 $r \geq 90$ は、長短のセグメントが隣り合う場合にでてくるのでこれを除外するとしても、値が最高に集中する部

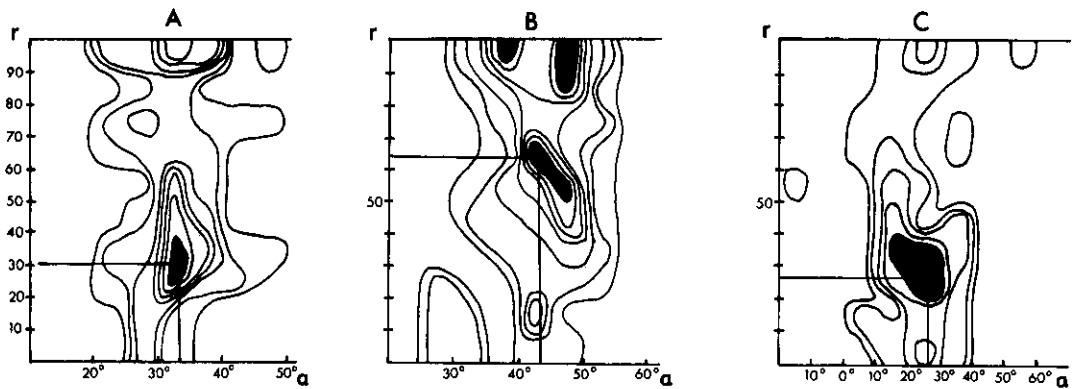
分で、せいぜい10% + α 程度です。この集中する部分の(α , r)の値の組をエッシュロン配列の代表値としてとりあげ、雁行配列の形態特性を表わすパラメーターとしたいのですが、現状では若干データの信頼性に乏しいというところなので検討はできかねます。各地のデータを集めてその有意性についてさらに調べてみたいと思っています。



第11図 雁行配列の各セグメントの長さ (例は第10図と同じ)



第12図 雁行配列の模式図



第13図 雁行配列の r (重複度) と α の関係 (例は第10図と同じ)

VI. おわりに

最初にのべたように、トルコの地震断層の調査研究は、まだ初年度を終えた段階で北アナトリア断層の主要部を概略的にみただけで、また既存資料の検討も言葉の壁にはばまれ、直接原著にあたるのが難しく不十分な現状です。しかし、あまり知られていないトルコの地震や地震断層についてとりあえず暫定的にまとめて紹介する事も意味があると思ひ、また構造研会員の義務として例会で発表したことは、会誌に報告すべきであると思ひますので、あえて報告する次第です。今年度は、北アナトリア断層の東端部付近を精査する予定ですので、その結果もいずれ構造研で発表したと思ひます。

なお、Fig.10, 11及び13の作成にあたって、筑波大学地球科学系三浦賢司君に多大な協力を得たことを記してここに謝意を表します。

文 献

- Brune, J.N., 1968: Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 73, p.777-784.
- Dewey, J.W., 1976: Seismicity of the Northern Anatolia. *Bull. Seismo. Soc. Am.*, vol. 66, p.843-868.
- Hancock, P.L., and Barka, A.A. 1980: Plio-Pleistocene reversal of displacement on the North Anatolian fault zone. *Nature, Lond.*, vol. 286, p.591-594.
- 1981: Opposed shear senses inferred from neotectonic mesofractures systems in the North Anatolian fault zone. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 3, p.383-392.
- Hempton, M.R., 1982: The North Anatolian fault and complexities of continental escape. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 4, p.502-504.
- 平野英雄, 1981: トルコの地質構造区分, *MAGMA*, no.62, p.22-27.
- 加藤碩一, 1983: 北アナトリア地震紀行, *地質ニュース*, 342号, p.13-29.
- Ketin, I., 1968: Relations between general tectonic features and the main earthquake region of Turkey. *Bull. Mineral Res. Expl. Inst.*, vol. 71, p.63-67.
- 1969: Über die Nordanatolische horizontalverschiebung. *Bull. Mineral Res. Expl. Inst.*, vol. 72, p.1-28.
- 松田時彦, 1975: 活断層から発生する地震の規模と周期について, *地震*, vol. 28, p.269-283.
- Mogi, K., 1968: Migration of seismic activity. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, vol. 46, p.53-74.
- North, R.C., 1974: Seismic slip rate in the Mediterranean and Middle East. *Nature*, vol. 252, p.560-563.
- Sengör, A.M.C., 1979: The North Anatolian fault: its age, offset and tectonic significance. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, vol. 136, p.269-282.
- Seymen, I and Aydin, A., 1971: The Bingöl earthquake fault and its relation to the North Anatolian fault zone. *Bull. Mineral Res. Expl. Inst.*, vol. 74, p.1-8.
- Toksöz, M.N., Shakal, A.F. and Michael, A.J., 1979: Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps. *Pageoph.*, vol. 117, p.1258-1270.