北アナトリア断層 (トルコ) 東部地域の 地震断層について

加 藤 碩 一*

Earthquake Faults along the Eastern Part of the North Anatolian Fault (Turkey)

Hirokazu KATO

Abstract

The North Anatolian Fault is one of the largest strike slip faults (right lateral) in the world and is believed to be a transform fault between Eurasian Plate and Anatolian Plate (Turkey Plate). Many large earthquakes ($M > 6.5$) and related earthquake faults happened to occur along this active fault. It is well known that the migration of those epicenters to westward along the fault since Erzincan Earthquake in 1939. Most of earthquake faults related to those earthquakes have multi-echelon structures. In Erzincan area, main five segments of Erzincan earthquake fault are distinguished, that is, Mihar, Bahik, Hilir, Altintepe and Tanyeri segment from the west to the east. Their length are less than 20 km. Though their displacement of each segment shows right lateral one with a slight vertical component, their alingment is not always right lateral echelon pattern. It is rahter resulted from the geological and geomorphological aeolotropic of the surface.

The result of the measurement of relative Rn concentration by α track etch method at Mihar, Bahik, Hilir and Ismetpasa shows that the peak of track numbers appears mostly on the fault lines. So the α track etch method is effective for the detection of radon emanation relating to the earthquake faults. It is expected empirically that the track numbers observed on thin Quaternary cover sediment is generally larger than that on thick Quaternary cover sediment crossing the active faults. In this case, the numbers of α tracks are less than the expected one though there is very thin or no Quaternary strata. This may be because that the basement rocks, for example, serpentinite has little Rn and/or that the weathered clay originated from the fractured serpentinite interrupted the carrying out of the gas including Rn.

I. はじめに

トルコを中心とする地中海地域のネオテクトニクスは、基本的にはヨーロッパプレートを南側から北方へアラビア及びアフリカプレートが圧縮することに起因する。しかし、その境界付近は、第1図に示されるように幾つかに分割されたマイクロプレートが、隣接するプレートの運動と相互に影響しあいながらも各々独自に運動するため複雑な様相を呈する。トルコの位置するアナトリア半島では、同半島北部をほぼ

* 地質調査所環境地質部 Environmental Geology Division, Geological Survey of Japan

第1図 地中海地域の現在のプレート分布 (DEWEY et al. 1973 を簡略化)

東西に走る北アナトリア断層と同東部に北東-南西に走る東アナトリア断層に画されたアナトリアマイクロプレート(トルコプレート)が西方に移動する形となり、両断層の交差するカローバ東方は陸上部のいわゆるトリプルジャンクションということになる。この様な状況下にあるため、トルコ共和国はわが国と同様世界有数の地震多発国となっている。トルコ政府も地震対策

のため、国家地震予知震災評価委員会を1980年に設置したのをはじめ、広く地震及び活断層に関する国際研究協力を世界に呼びかけている。そこで、通産省工業技術院の国際産業技術研究事業の一環として、昭和57年度から3カ年計画で発足した「地震断層、活断層及び地震予知に関する研究」におけるテーマの一つとして北アナトリア断層を取り上げ、その地震地質学的性格を調査研究することとなった。わが国は筆者の所属する地質調査所、トルコ共和国側は資源エネルギー省鉱物資源調査開発研究所(MTA)が担当することとなった。1982年9月~10月及び1983年7月~8月にかけて各々約1カ月ずつ筆者が現地へ赴き、地震断層に関する共同野外調査を行った。その結果の一部をここに報告する次第である。

本研究実施にあたり、工業技術院国際研究協力課の方々、地質調査所及びMTAの関係者の方々に多くの便宜をはかっていただいた。また、現地滞在及びMTAとの本研究に関する打ち合わせにおいて元地質調査所燃料部長坊城俊厚氏及び令夫人には一方ならぬ御世話をいただいた。なお、現地調査はMTA基礎研究部ネオテクトニクスグループのDr. Aykut BARKAと共同で行い、さらに、本文中の α トラック法のフィルム処理や計測は地質調査所加藤完技官にお願いしたが、もとより本論文の文責は筆者にある。以上、多くの方々に心から御礼申し上げる次第である。

II. トルコの地震および地震(活)断層概説

1) 北アナトリア断層および東アナトリア断層

南北約500km、東西約1,000kmに及ぶアナトリア半島は、北から南へポンタス区、アナトリア区、タウルス区及び辺境褶曲区と称される東西性の帯状構造区からなる。各構造区の地質は複雑であるが簡単にまとめると、ポンタス区は、東部では一部花崗岩の貫入した白亜紀~古第三紀火山噴出岩類、西部では片麻岩基盤上に古生代堆積岩及び白亜紀~古第三紀火山性堆積岩類が分布する。アナトリア区はオフィオライトと低度変成岩類上に一部海成中新世層を含むが主に陸成堆積物からなる新第三紀層が山間盆地状に散在する。タウルス区は先カンブリア~中生代層とオフィオライトが主で、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卓越する。

北及び東アナトリア断層は、大局的にはこれらの古い構造区を切って発達し、プレート境界をなすトランスフォーム断層であると考えられている。

北アナトリア断層は、ヨーロッパプレートとアナトリアプレートの境界をなす。トルコ東部エルジンジャン以西ではポンタス区とアナトリア区の境界に大略一致するが、同以東ではアナトリア区を切り、古い構造とは非調和的である。全体に東西性であるが、北側に緩く突出する弧状を呈し総延長は1,000km以上に達する。現在は右横ずれ変位を示し総水平変位量は諸説あり確定しないが数10kmのオーダーである

第2図 北アナトリア断層とそれに沿う地震断層位置図

(例えば TATAR (1978) によれば約50km)。KETIN (1968) によれば、1939年以降の累積水平変位量は18mほどになる。また、今世紀の同断層の平均水平変位速度は6~12cm/year (BRUNE 1968, NORTH 1974) と推定されている。北アナトリア断層の発生は10~12m.y. 前といわれるが (KETIN 1968) その変位方向は一貫して右水平ずれを示したわけではなく、鮮新世中期頃左水平ずれの活動をしたこともあるようである (HANCOCK and BARKA 1980, 1981)。

東アナトリア断層は、アナトリアプレートとアラビアプレートの境界をなし、タウルス区を切っている。その南方への延長はアフリカプレートとの境界をなすスラストへ続くとする説と左水平ずれを示す死海トランスフォーム断層に続くとする説がある。東アナトリア断層は、その活動によって発生したビンデル地震 (第1表参照) の調査時に ARPAT and SAROĞLU (1972) によって命名された。断片的な本断層の記載は ALTINLI (1963), KETIN (1966) や ALLEN (1969), MCKENZIE (1972) らによって報告されている。陸上部では、 $N60^{\circ}E-S60^{\circ}W$ の方向に延び、560km ほどの長さをもつ。南部ではスラスト性になるが全般的には左横ずれが卓越する。北アナトリア断層と同様、ランドサット映像からも明瞭な直線構造が認められるが第四紀火山岩類が広く分布し、また僻地のため実証的な野外調査は十分に行われていない。

2 地震断層と地震

トルコの地震は、大別すると (i) 北アナトリア断層の右横ずれの活動に対応する浅発地震、(ii) 東アナトリア断層の左横ずれの活動に対応する浅発地震、及び (iii) エーゲ海とその沿岸の東西性地溝地帯の正断層群に対応したやや深い地震を含む地震群の3つになる。とくに、1939年北アナトリア断層東部のエルジンジャンで発生した地震は $M7.9$ と今世紀トルコで最大規模をもち、これ以後、北アナトリア断層に沿って、(i) のグループの地震が数年~十数年おきに生じ、見事な西方への震源移動を示したことは有名である (例えば MOGI 1968)。しかし、最近の地震である、チャンドラン地震 1976、及びエンズルム地震 (仮称, 1983. 10. 30. $M6-7.1$) は、いずれも北アナトリア断層の北方に位置し、直接の関係はみられない。また、リジェ地震 (1975) は、東アナトリア断層の南方に位置し、同様に直接の関係はみられない。これらは (iv) のグループとも言うべきもので全体としてプレート間の南北圧縮に起因するプレート辺縁部の地震として位置づけられよう。

さて、トルコで今世紀に生じた主な地震断層とそれに伴う地震の諸性質を既存文献からまとめたのが第1表である (AMBRAYSEYS 1970, DEWEY 1976, ERDIK and MATHUR 1977, TÖKSÖZ et al. 1979など)。トルコの地震に関する記録は数千年間にわたるが文献学的調査は十分でなく、さらにトルコにおける地震の機器観測体制が整備されたのは1960年代後半からであるという事情もあり、震央位置をはじめかなり各データにばらつきがあるが、参考のため暫定的に示しておく。

地震のマグニチュードと地震断層の長さや変位量との相関については、既に報告したので省略するが、

第1表 今世紀の主なトルコの地震と地震断層

The name of a place	Date	Epicenter		Magni- tude (M)	Depth (Km)	Length (Km)	V (cm)	H (cm)
		Lati. (N)	Long. (E)					
Erzincan Erbaa-Niksar	1912. 8. 9	40.0 -40.5	27.0 -27.25	7.25-7.75		10?		
	1938. 4.19	39.53	33.95	6.6		12	0	100R
	1939.12.26	39.7 -39.8	39.38-39.7	7.9 -8.1	20	300-350	200N	370-420R
	1942.12.20	40.66-40.87	36.35-36.6	7.0 -7.3	10	50	50N	175-200R
	1943. 6.20	40.8 -40.85	30.4 -30.51	6.25-6.75	30			
Tosya-Ilgaz Bolu-Gerede	1943.11.26	40.97-41.05	33.22-34.0	7.2 -7.6	10	265-280	100N	150R
	1944. 2. 1	40.8 -41.1	32.2 -33.22	7.2 -7.6	10	160-190	200N	350-360R
	1945.10.26	40.9 -40.99	33.29-33.33	5.7 -6.0	50	45?		
	1946. 5.31	39.33	41.10	5.9		30?		
Gönen-Yenice	1949. 8.17	39.35-39.54	40.5 -40.57	6.5 -6.8	40	75		
	1951. 8.13	40.8 -40.88	32.68-33.2	6.5 -6.9	10	20-60?		
	1953. 3.18	40.0 -40.01	27.49-27.5	7.2 -7.5	10	50-60	0	430R
	1953. 9. 7	40.94-41.09	33.01-33.13	6.0 -6.4	40	60?		
	1957. 5.26	40.58-40.67	31.0 -31.2	7.0 -7.1	10	40-50?	40	160R
Abant	1963. 9.18	40.71-40.9	29.09-29.2	6.0 -6.3	40	35?		
	1964. 6.14	38.03-38.13	38.53-38.51	5.5 -6.0	40?		*	
	1964.10. 6	40.2 -40.3	28.20-28.23	6.5 -7.1	10-34	60?		
	1966. 8.19	39.17-39.2	41.48-41.6	6.5 -7.25	26-33	20-30		30R
Mudurunu	1967. 7.22	40.57-40.67	30.69-31.0	6.9 -7.5	33	40-100	125N	190-230R
Bartın	1968. 9. 3	41.31-41.81	32.3 -32.5	6.5 -6.6	5	<10		
	1968. 9.24	39.21-39.30	40.26-40.30	5.1 -5.2		6?		10
	1969. 3.28	38.42-38.55	28.45-28.46	6.4 -6.6	4	10-30	? N	0
Gediz	1970. 3.28	39.06-39.21	29.51-29.54	6.9 -7.1	18	40-50	220N	30L
Burdur	1971. 5.12	37.64	29.72	5.9 -6.0		<10		
Bingöl	1971. 5.22	38.80-38.85	40.48-40.52	6.7	3	15-35	0	25L
Lice	1975. 9. 6	38.51	40.77	6.7		10-15		
Chaldiran	1976.11.24	38.51-39.10	40.77-44.02	7.3 -7.6	36	50-65	50?	330-350R

一般にトルコの地震断層はわが国の水平ずれ地震断層に比べて、同じマグニチュードでも長いが、その最大変位量は小さいと言えよう。

さて、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から、以下の記述にあたっては次の通りとする。即ち、各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 セグメントと称する。 S_1 セグメントの最大変位量を D_1 (D_{1h} が水平成分、 D_{1v} が垂直成分を表わすが、ここで扱う断層は水平ずれなので $D_1 \div D_{1h}$ である) とする。 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り、先と同様に L_2, D_2 等を定める。以下同様に $S_3, S_4 \dots S_n, L_3, L_4 \dots L_n, D_3, D_4 \dots D_n$ を定める。自明のことであるが、 L_1 はマグニチュードと関係するから、ある断層の L_2 の方が他の断層の L_1 より大きい場合もありうる。

III. 地震断層各論

1) エルジンジャン地震断層

エルジンジャン盆地は、標高1,150~1,300mほどに位置し、WNW—ESE 方向に長さ約50km、幅約10

第3図 エルジンジャン盆地構造図及び地名図（1～3は α トラック法測定位置）

km にわたって細長く延びる山間盆地である。ユーフラテス川の源流の一つであるフラト川が盆地内を西流し、網目状に広がる支流を集めて同盆地南西端から南方に下る。周囲の山地は、2,500～3,500mの急峻な斜面を持ち、そこを流れる南北性の河川は水量は少ないが盆地縁辺部に扇状地を発達させる。段丘の発達が悪くわずかに盆地西端に1～2段分布するにすぎない。盆地中央よりやや北西に東トルコ有数の都市であるエルジンジャン（人口77,200人）がある他は、人口数十～数百程度の集落が数多く散在する。

筆者の調査結果に既存資料を加えて作成した地質略図を第4図に示してある。

先新第三系の基盤岩類は、古生代の緑色片岩、石灰岩、閃緑岩、輝緑岩、蛇紋岩と中生代（ジュラ～白亜紀）のオフィオライト、蛇紋岩、石灰岩、大理石及び古第三紀始新世の強く褶曲した砂質フリッシュなどからなる。

中新世層は、海成で石灰岩、砂岩、泥岩などからなり、その分布は鮮新世以後の地層と異って、盆地の延びの方向を支配する断層群（北アナトリア断層を含む）によって規制されていない。

鮮新世層は、陸成（河成～湖成）で、主に礫岩からなるが、後背地の岩質を反映してその岩相変化が著しい。たとえば、クルマナ付近では、径5cm以下の蛇紋岩の円～亜角礫を主にするが、基盤岩に二疊紀石灰岩レンズがはさまれている部分の近傍では、径10cm以下の石灰岩円礫が主となる。マトリックスは、細～粗粒砂で固結し一部赤色化している。標高2,000m付近で北アナトリア断層に沿うように分布し、北側はスラストによって上部白亜紀のオフィオライトと接し、南側は不整合で（一部断層）蛇紋岩に重なる。

エルジンジャン盆地縁辺部には別の陸成礫岩層（第4図凡例5）が断層に規制されるように分布する。礫種は蛇紋岩が多く、緑色変成岩類や閃緑岩、チャート、石灰岩も含む。淘汰は良くないが20cm以下の円～亜円礫が多く（最大礫径50cm）、砂の薄層をはさむマトリックスはルーズな細砂～シルトである。東西走向で30°以下の緩傾斜をなすが北アナトリア断層近傍では垂直に近い急傾斜をなし、礫の破断や小断層の発達が見られる。基盤の蛇紋岩に不整合にのり、一部スラストで接する。この礫層は、エルジンジャン盆地と同様北アナトリア断層に沿って散在する山間盆地に分布するポンタス層群上部（HANCOCK and BARKA 1980）に相当し、上部鮮新～洪積世と思われる。

盆地を埋めている沖積層（扇状地堆積物等を含む）も淘汰の悪い礫岩層でやはり蛇紋岩が卓越し、閃緑岩、大理石、石灰岩及び第四紀火山岩類を含みます。ジミン南方の扇状地末端で採石しており、そこでは、

第4図 エルジンジャン地域地質図

1. 沖積層, 2. 崩積堆積物, 3. 扇状地堆積物, 4. 第四紀火山岩類, 5. 鮮新—洪積世層, 6. 鮮新世層, 7. 中新世層, 8. 先新第三紀層 (蛇紋岩を除く), 9. 蛇紋岩類, 10. スラスト, 11. 活断層及び地震断層

1 mほどの落差をもつ正小断層が発達している。断層面付近は約10cm 幅に礫が引きずりによって傾いており、上方1 mほどで断層は消失し、準同時堆積性の小断層群と思われるが、その走向傾斜はN65~70° W, 66~74° Sで北アナトリア断層の活動に調和的である。

第四紀火山岩類はきわめて特徴的な分布をなす。即ち、第4図に示されているように断層直上に直線的に配列する。各火山岩体は比較的良好にその外形を保持している。岩質は流紋岩質~石英安山岩質~安山岩質で、溶岩及び凝灰岩とその風化物である。

当地域の主要地質構造は、北アナトリア断層と付随する地震断層及びスラスト群である。後者のスラスト群のうち、北アナトリア断層の活動及びエルジンジャン盆地の形成に密接な関係のあるスラストを同盆地北西部のヤルヌツバーク~ケレティクテペ付近にかけて新たに発見したので以下に述べる。このスラストは北アナトリア断層の南数100 mの所を大略並走し、ヤルヌツバーク東で北アナトリア断層に切られる。4~5カ所の露頭ではいずれも鮮新-洪積世の上部ポンタス層群の礫岩上に蛇紋岩（白亜紀?）がのりあげている。とくに、ヤルヌツバーク東の尾根沿いでは、蛇紋岩の上位に不整合での特徴的な角礫岩（先中新世?）共々、鮮新-洪積世礫岩の上にのりあげ、さらに山頂部付近ではこの鮮新-洪積世礫岩が分布する。角礫岩の角礫は淘汰が悪く（30cm 以下が多いが）、ほとんど蛇紋岩からなり、閃緑岩、石灰岩、緑色片岩をまれに含む。マトリックスは粗粒砂~凝灰質砂で極めて固く固結している。走向N55~60° E傾斜18~36° NW である。また、スラスト面はN70° W~N70° E, 55° Nぐらいであるが地表近くではやや緩傾斜となる。その累積変位は少くとも見かけ数100mと推定される。このスラストは、盆地南縁のツルハス付近で地形的に明瞭な同様のスラストと共に、南北圧縮に伴う盆地発生に関与した断層群の一部であると思われる。エルジンジャン盆地は AYDIN and NUR (1982) のような pull-apart basin ではない。

さて、エルジンジャン地震は、今世紀トルコに発生した最大級の地震で、破壊家屋14万、死者4万にのぼる大被害を与えている。これによって、エルジンジャンの旧市街は壊滅し、現在も一部は放置された状態にある。

エルジンジャン地震断層の長さ L_1 は約300~350km におよび西はエルバ付近から東はチャイコム付近まで続く。大略、北アナトリア断層と一致または近傍を並走するが西端のエルバ付近では斜交し、全体としては北に凸の緩い弧状を呈する（第2図）。

エルジンジャン盆地北東縁では、 $L_2 < 20\text{km}$ の S_2 セグメント群からなる。主なものは西からミハールセグメント、バヒキセグメント、フルールセグメント、アルトゥンテペセグメント及びタンエリセグメントと名づける（第3図参照）。これらの S_2 セグメントの配列、とくに前3者の配列は、現在の北アナトリア断層の右横ずれに対応しない左横ずれタイプの雁行配列をなすことが注目される。

ミハールセグメントは、N80° W—S80° Eの方向で、他の S_2 セグメントより東西性が強い。東隣するバヒキセグメント以下と屈折部をなす（第3図）。 $L_2 \div 17\text{km}$ である。主に鮮新世礫岩層をきり、一部基盤の蛇紋岩との境をなす。 S_2 セグメント中、最も垂直変位量が大きく（ $D_{2v} \div 2\text{m}$ ）、ミハール村西方（第3図の1）では、南側が隆起した高角逆断層を呈しているが、全体としては右水平ずれが卓越する。 S_3 セグメント以下の分布は不明である。バヒキ北方から東端のクルマナ付近にかけては、東西性の河谷に沿って延び、南北性の小河谷の右ずれオフセットも発達し地形的にも右横ずれが明瞭である。なお、地震時にはミハール村では500人中310人が死亡したとの由である（Plate 1）。

バヒキセグメントは、全体としてはN60° W—S60° Eの方向性を持ちエルジンジャン盆地北東縁にほぼ並行するが、西端付近はより東西性を強める。 $L_2 \div 16\text{km}$ である。バヒキ村東方の涸沢（第3図の2）で直接断層面が観察される（Plate 2）。ここでは、破碎された蛇紋岩とそれをおおう崖錐性堆積物からなる。断層は主なもの数本並走し破碎帯をなしている。蛇紋岩は5~10cm ほどに角礫化し、さらに小断層によって切られているものもある。基質は風化して細粒砂~粘土化した蛇紋岩で一部黄~黒の縞状に変色し固結している。最も顕著な断層面はN55°—65° W, 82° Nで面は開離し、5 mm 厚の断層粘土をはがすと

Plate 1 ミハールセグメント (点線部)

Plate 2 パヒキセグメントの
断層面

明瞭な水平方向の条線が観察される (Plate 2)。断層面に近い所では風化蛇紋岩がドラッグ褶曲状を呈している。その他の断層群は $N55^{\circ}-85^{\circ}E$, $84^{\circ}N-82^{\circ}S$ で、南北性の正小断層群 ($N5^{\circ}E-N15^{\circ}W$, $70^{\circ}E-82^{\circ}W$, 落差数 cm) を伴うが連続性は乏しい。 S_3 または S_4 セグメントと思われるが地表での分布は侵食されて不明である。この西方延長は、パヒキ村西端の畑地の縁を通っていくが、地震発生時には積雪があったため、村人にたずねても東西性の細長い溝状の凹所ができたとはわからなかった。

なお、当時150人の村人中、80人が死亡、60人が重軽傷をおり、家屋はほとんど全壊したとの由である。

フルールセグメントは、全体としては $N65^{\circ}W-S65^{\circ}E$ の方向であるが、西端部付近でパヒキセグメントと同様東西性を強めやや向きを変える。東端部は盆地内の沖積層におおわれ不明となる。 $L_2 \geq 14km$ である。鮮新-洪積世礫岩と蛇紋岩を切り一部両者の境をなす。

西端部のカレクテペ付近の小谷の露頭では蛇紋岩及び緑色片岩から基盤が幅数10mにわたって破碎され角礫化し一部粘土状になっており、南北性の節理 ($N10^{\circ}W$, $80^{\circ}W$) が発達する。相対的な低地部を埋めるように断層の南側に分布する鮮新-洪積礫岩はほぼ水平でマトリックスが多いせいか礫の破断はみられない。ヤルヌツバーク北東では、地形的に明瞭な S_2 セグメントの方向は $N70^{\circ}-80^{\circ}W$ ですが、 S_3 セグメントと思われる断層面は $N25^{\circ}-40^{\circ}W$, $70^{\circ}-80^{\circ}E$ ほどです。断層の北側に分布する蛇紋岩は著しく破碎され、とくに断層面から2m位の範囲は粉碎されて粘土化しており、10m位までがいわゆる断層破碎帯で断層角礫化している。しかし、30m位離れても50cm大のブロック状に

破断している。南側の鮮新-洪積礫岩はルーズな中粒砂のマトリックスに富み、蛇紋岩角礫や砂質泥岩礫も数cm以下と小さく破断はみられない。

東側の対岸ではより下位の礫岩砂岩層 (凝灰岩をはさむ, $N75^{\circ}W$, $14^{\circ}N$) が分布し、共役をなす引張破断 ($N10^{\circ}-15^{\circ}W$, $70^{\circ}E-80^{\circ}W$ 及び $N10^{\circ}E$, $70^{\circ}W$ -vert) が発達する。

盆地内に入ってゲジット付近では、鮮新-洪積世礫岩からなる長さ4.5km、幅1kmほどの長方形の小台地状地形が盆地縁に沿って延びる。これは北側を北アナトリア断層、南側を並走する活断層によって切られたホルストと思われるが、断層露頭は直接観察されなかった。

アルトゥンテペセグメントも沖積堆積物及び扇状地堆積物を切って延びているため現在の地表部では確認できないが、地震時の右横ずれを示す地変線で S_2 セグメントの1つと思われる。同セグメント直上又はごく近傍に北西から南東にかけてウルカテペ (1,164m)、サツテペ (1,201m) 及びアルトゥンテペ (1,229m) という小規模な安山岩火山岩体が配列している。方向は $N55^{\circ}W-S55^{\circ}E$ で、 $L_2 \geq 11km$ である。クルドゥルク南方2kmに砂利採取場があり、そこでは沖積扇状地礫層中に $N65^{\circ}-70^{\circ}W$, $66^{\circ}-74^{\circ}S$ で断層面近くで泥塊の引きずりや礫のインプリケート構造が見られる準同時堆積性の正小断層群 (落差

1 m以下)が発達する。これらは地震断層との直接の関係は不明だが広い意味で北アナトリア断層の活動に関係したものと考えられる。

本来の北アナトリア断層は、この北側をキュジュッケシェンクレルからクルドルク付近を通してチャイコムへと第四紀火山岩体を避けるようにして続いていく。数カ所で二酸化炭素を含む、発泡性のミネラルウォーターの湧出があり、とくにビュユックジャクルマン南方のエクシスでは商業的に利用されるほど大量の湧水をみる。

さらにこの北方ではビュユックジャクルマンからケレリッシュにかけ盆地北東縁部を画する断層が並走する。この断層上には第四紀石英安山岩質火山岩体及び扇頂部が配列する(第4図)。ピテリッシュ付近では基盤の緑色片岩とその上位の崩積堆積物を共に切っている。断層面は $N60^{\circ}W$, $80^{\circ}S$ で、面上には水平な条線がみられる。

タンエリセグメントはエルジンジャン地震断層の東端に位置し、 $N65^{\circ}W-S65^{\circ}E$ の方向を持つ。 $L_2 \div 19km$ である。チャイコム付近では、断層の南側には断続的に高さ7~8mの小丘が分布し、垂直的累積変位を示すが、全体としては地震断層及び活断層共右横ずれが卓越する。チャイコム村付近では地震断層は地すべりを起こして崩落地形をなし、 S_3 セグメント以下の分布は不明である。

2) パルト地震断層

1966年8月19日、東トルコのパルト付近で発生した地震(マグニチュード約7)は、死者2,529人、負傷者約1,500人、倒壊家屋19,000軒以上という被害を生じた(AMBRASEYS and ZATOPEK 1968, WALLACE 1968)。

ALTINLI (1963), WALLACE (1968) 及び筆者の概査結果から編集した当地域の地質略図を第5図に

第5図 パルト地域地質図

12. 新第三紀火山岩類 (他の凡例は第4図と同じ)

Plate 3 バルト地震断層 (矢印はレイレク山南麓を走る北アナトリア断層)

示す。

北アナトリア断層の東方延長は、エルジンジャン盆地以東では一般に明瞭ではない。バルト付近では、第四紀火山岩からなるレイレク山やハムルペト山及びその南方を流れるバシカン川などの直線的な地形の方向は $N70^{\circ}W-S70^{\circ}E$ で、かつ鮮新世以降の堆積岩類の分布と共に北アナトリア断層の延長方向と調和的である。また、カルローバ付近で、東アナトリア断層と交差するが、第四紀火山岩類におおわれて詳細な実態は不明である。基盤岩のうち、バルト～フヌス間にかけては主に始新世の海成碎屑堆積物か

らなり、エルジンジャン南西のそれと同様、強く褶曲している。中新世層も海成碎屑堆積物からなるが一部石灰岩をはさみ 20° ほどで緩く褶曲する。バルトの東～南東にかけて分布する新第三紀火山岩類は主に火山碎屑岩類からなり、バルトの12km南方の道路沿いでは白色酸性凝灰岩と凝灰質シルトの10数cmオーダーの有律互層で、これを切って $N70^{\circ}W$ 、 $20^{\circ}N$ ぐらいで北から南へ押しあげる落差1～2mの小逆断層群が発達する。鮮新世層は主に陸成の礫岩層でエルジンジャン地域に比べるとルーズである。レイレク山周辺では第四紀火山岩は玄武岩質である。

レイレク山南西麓では明瞭な活断層崖が連続し北アナトリア断層の直接の延長にあたると思われる (Plate 3)。村人の話では地震断層の一つはこの南方を並走したらしいが現在では見られないので、WALLACE (1968)、及び AMBRASEYS and ZATOPEK (1968) に基づいて若干の解釈を加えて要約するとどめておく。

地震断層ないし破碎帯は、第5図に示したように $N65^{\circ}\sim 70^{\circ}W-S65^{\circ}\sim 70^{\circ}E$ 方向に並走した3本が生じ、北から順に各々約14.6及び2kmの長さ ($L_2?$) をもつ。 $L_1 \geq 20\text{km}$ と推定される。やはり多重雁行配列を持ち、 $L_3 \div 200\sim 700\text{m}$ 、 $L_4 \div \text{数}10\text{cm}\sim \text{数m}$ 、 $L_5 \leq 30\text{cm}$ である。 S_5 セグメントは見かけ上引張破断で、 S_4 セグメントではプレッシャリッジが見られるが、いずれも右横ずれに対応した配列をなしている。

3) チャルドラン地震断層

その表面積が琵琶湖の約5倍といわれるトルコ最大の塩湖であるヴァン湖とイラン国境にはさまれた地域の地質略図を既存資料と筆者の概査結果からまとめて第6図に示してある (ALTINLI 1963, ARPAT and SAROĞLU 1977, OTA and MADO 1975, KETIN 1977)。

チャルドラン付近は、東西南北各々約20kmほどにわたって沖積堆積物が薄くおおう高原状平坦地をなし、標高は約2,000m前後である。西部は、一部有史時代に噴出した玄武岩溶岩を含む第四紀火山噴出岩類が広く分布し、東部は主に上部白亜系のオフィオライトを伴う堆積岩類からなる。

1976年11月24日にチャルドラン付近を震央として生じたチャルドラン地震 (ARPAT and SAROĞLU (1977) の東アナトリア地震、守屋 (1982) のムラディエ地震に相当する) は、 $2,000\text{km}^2$ 以上にわたってその80%以上の家屋を破壊し、4,000～6,000人以上の死者を出した (ARPAT and SAROĞLU 1977など)。

この地震によって生じた地震断層は、西端のサリケック付近から東端のバイドカン付近まではほぼ $WNN\sim ESE$ の方向に約55km続いた。やや詳しくみると、第6図にも示されているようにチャルドラン付近でやや折れまがっており、サリケック～チャルドラン間では $N75^{\circ}W\sim S75^{\circ}E$ 、チャルドラン～バイド間では $N60^{\circ}W\sim S60^{\circ}E$ の方向を持つ。北アナトリア断層の延長は、ヴァン湖北端部付近を通過する東西性の断層帯の一つと考えられるから、チャルドラン地震断層は明らかに北アナトリア断層と異なる。顕著な右

第6図 チャルドラン地域地質図（凡例は第4図と同じ）

ずれ変位を示し、ARPAT and SAROĞLU (1977) によれば、西部で $D_1=330\sim350\text{cm}$ 、中央部で 250cm でさらに東方に小さくなる傾向を示す。垂直変位は部分的であるが最大 50cm に達するという。守屋 (1982) によれば、サリケック付近では $D_2(?)=100\text{cm}$ ほどと小さく逆断層の形態を示す部分もあるという。一般に三ないし四重の多重雁行配列をなし、 $L_1=55\text{km}$ 、 $L_2=2\sim8\text{ km}$ 、 $L_3=\text{数}100\text{m}$ 、 $L_4=1\sim5\text{ m}$ である。

次に主に調査したチャルドラン及びフドゥルメンテッシュ付近について述べる。

チャルドラン村は、流理構造の顕著な玄武岩質溶岩とその風化土壌上にあり、家屋の比較的密集する地域の南西側にはりだした溶岩の小丘の縁を東西に断層が走っている。 S_4 に相当する最小セグメントの破断跡は明瞭に残っており、地震発生後7年ほど経過しているため開口部は $50\sim100\text{cm}$ ほどに幅を広げている

Plate 4 チャルドラン地震断層（フドウルメンテッシュ東方）

丘陵北斜面を走っている (plate 4)。ここでは、 $L_4 = 2 \sim 5$ m で $10 \sim 20$ cm ほど開口している。 S_4 セグメントの方向は $N65 \sim 70^\circ W$ で一部 $N45^\circ W$ である。開口部には、凝灰質の白色シルト（おそらく地下からふきだしたものであろう）がつかまっている。また、各セグメント間にはプレッシャーリッジが明瞭で、その長さは $1 \sim 3$ m、高さは $30 \sim 50$ cm ほどであった。

チャルドランをはじめとする20ほどの村や集落は、まさに今回の地震断層上に位置するが、これはそこに湧水があるためで、また、チャルドラン～フドウルメンテッシュ間においてもしばしば車を迂回させねばならないほどの湧水や湿地があり、フドウルメンテッシュ湖の存在なども考えあわせると、少なくとも地震以前に地震断層とほぼ同じ位置に弱線ないし活断層が存在していたと推定される。

第7図 α トラック法による測定模式図（横軸は測定点、縦軸は飛跡密度、 α トラック数/cm²・day）

がすべて右水平ずれに対応するエッシュロン配列をなしている。 S_4 セグメントの方向は、 $N75^\circ W$ で、プレッシャーリッジと思われる高まりも各セグメント間に残存している。断層は村の西方にのび、村人の話では、麦畑を境する石垣を右ずれに変位させたとの由で、現在も不明瞭ながらその痕跡を見ることができる。

フドウルメンテッシュ村のすぐ南にフドウルメンテッシュ湖があり、地震断層はこの湖の南縁を切ってその南側を数10cm 沈下させている。湖の東方では S_3 および S_4 セグメントがやはり右横ずれに対応するエッシュロン配列して

IV. α トラック法による地震断層調査

1) α トラック法による測定方法

α トラック法はラドンの放射する α 線の飛跡密度を求めることによって断層を被覆する土壤中のラドンの相対濃度分布を知る方法である。その基本原理や過去の適用例については、例えば、加藤他（1980）を参照されたい。

一般に、断層運動によって破壊された基盤岩中のウランの壊変によって生ずるラドンは第7図のように被覆層直下まで達する割れ目（地震断層や活断層）を通して表土中に侵透拡散すると仮定される。また、一方、ラドンの半減期は3.8日と短いため断層運動は直接関与せず、何らかの機構で運搬集積されたラドンが断層破碎帯を利用して侵透するに過ぎないとも考えられる。いずれにしても、断層直上ないし近傍において α 線の飛跡密度が増大する

ことが経験的に期待される。地形・地質学的方法等によって、地震断層、活断層または地質断層であることが明らかになっている断層において飛跡密度の大きさや分布を検討することによって、断層の通過位置の推定や活動性の評価に資することができよう。

今回は測定にあたって以下の簡便法を用いた。即ち、測線上に一定間隔（2～5 m）で径10cm、高さ12 cm ほどの円筒状プラスチックカップを地表下10cm に埋設した。カップの下底部は切り取られており、上底部（蓋の部分）内側に縦約2 cm、横約2.5cm の直方形の硝酸セルローズフィルム片をビニールテープで端部を固定し放置した。1～2週間後にフィルムを回収し、帰国後、60°C、10%濃度の水酸化ナトリウム溶液中でエッチングをした後、光学顕微鏡でエッチピットを測定し、飛跡密度（T. D.: トラック数/cm²・day）を求めた。

2) 測定結果および考察

α トラック法による地震断層調査は、北アナトリア断層東部エルジンジャン盆地の北西部に位置するミハール、バヒキ及びフルールの各セグメント（第3図矢印の部分）と、同断層中央部よりやや西方に位置し（第2図）クリープ性変位を示すといわれるイスメットパシャ地域の2カ所の計5カ所で実施した。その結果は第8～11図に示されている。

(1) ミハールセグメント

ミハール村西方1 km のきわめて緩やかな山麓斜面上で東西性の地震断層を境に谷側（南側）が地震時に隆起した小丘状部をまたいで南北に測線をとった（Plate 1）。その上に、断層近傍では2 m間隔（測定点 No. 6～16）、他は5 m間隔で計18カ所測定点を設けた。10日後（1983年7月21日設置、同月31日回収）すべてのフィルムを回収した。その結果は第8図に示されている。No. 1が北側（山頂側）で、No. 18が南側（谷側）である。破線は隣接する3測定値の移動平均値を示している（以下同様）。下部は模式的な地形断面を示す。断層通過位置とされる No. 7でやや不明瞭なピークを示すが、南側に一見より顕著なピークが連なっている。

既に述べたように、ここでは、変位の垂直成分が大きく高角逆断層状を呈する。一般に逆断層上盤側は下盤側に比較して、広範囲に破碎されることが経験的に知られている。従って、第8図下部の模式断面図に破線で仮想的に示したように、No. 11、No. 14及びNo. 17の各々のピークに対応した断層が存在する可能性もあるが、むしろ、上盤側に相当するミハールセグメント南側の小丘をなす鮮新世礫岩や基盤の蛇紋岩類が全般に破碎されているため平均移動曲線に示されるように小丘頂部に向かって飛跡密度が増大していくと解釈される。No. 10、11付近はごく最近人工的に溝が作られたため表土が擾乱

第8図 ミハールセグメントにおけるαトラック法測定結果

第9図 バヒキセグメントにおける α トラック法測定結果

で顕著なピークが見られる。No. 18も No. 9 とほぼ同じ飛跡密度を示した。No. 17及び No. 19の飛跡密度は5以下と極端に少く、回収時の様子から村人によって掘り出された形跡があり、また No. 16は持ち去られた。

(3) フルールセグメント

東西に平行に延びる丘陵部にはさまれた緩傾斜の小谷地に沿って断層が走ると推定されている。地表部

第10図 フルールセグメントにおける α トラック法測定結果

され飛跡密度が低くでたものである。

(2) バヒキセグメント

バヒキ村東方約500 m の涸沢とそれに沿う山麓斜面上で、地震断層にほぼ直交して南北に測線をとった。No. 1～No. 15は山麓斜面上の測定点で No. 3～No. 13は2 m 間隔、他は5 m 間隔である。No. 16～No. 18は、No. 9 を通る断層の延長上、No. 19は No. 6 を通る断層の延長上で涸沢の中で測定した（第9図には示されていない）。10日後（1983年7月21日設置、同月31日回収）、No. 16以外のフィルム18枚を回収した。No. 1～No. 15の結果は第9図に示されている。No. 1が北側で No. 15が南側である。断層通過位置の No. 6と No. 9 において

は鮮新—洪積世礫岩が分布する。やはり、断層に直交して南北に測線 を とり、測点はすべて5 m 間隔とした。10日後（1983年7月21日設置、同月31日回収）すべて回収したが No. 6 は村人に掘り起こされ地表にプラスチックカップごとくがっていた。その結果は第10図に示した。ただし No. 6 は測定値が得られなかったので記入していない。No. 1 が北側で、No. 13が南側である。予想通り顕著なピークが見られる。No. 9 がやや低い値を示すが、それでも他地域の断層通過位置の飛跡密度に匹敵するから No. 7～No. 10にかけて一つの断層破砕帯に対応すると解釈して良いであろう。No. 1 については不明だが、さらに北側まで測定すれば明瞭なピークを示し、並走する副断層を示すのかも知れない。

(4) イスメットパシャ地域

AMBRASEYS (1970) によれば、イスメットパシャ近傍の歴史地震としては1045年の地震が知られているがこの時の地震断層の記録はない。1944年の地震では鉄道線路が150cm 変位し、1950年に再び約30cm変位をうけたがこの時地震の発生はなかったという。1951年の地震でまた変位をうけたが地震断層の記載は明らかではない。1957年春、第11図に太実線で示した鉄道の修理工場の敷地を囲む石積の壁が設けられた。1969

第11図 イスマットパシャにおける α トラック法測定結果

Plate 6 短縮変形を示す石壁(イスマットパシャ, 第11図Y地点)

Plate 5 右横ずれ変位を示す石壁(イスマットパシャ, 第11図X地点)

年春, AMBRASEYS が訪れた時, 東壁は24cm の右横ずれ変位を示し, 南壁は約5 cm ほど短縮していることが発見された。筆者が1982年秋に訪ずれた時は, 石壁上に金網のフェンスが付け加わっており Plate 5 及び6 に示したようにX地点(第11図)では石壁はやはり右横ずれを示し, 内側に並走するコンクリート製の溝にも亀裂が生じていた。南壁のY地点(第11図)ではプレッシャーリッジ状に石壁上部のコンクリート製金網基部が短縮を示していたが, 1983年夏に再度訪ずれた際には修理されて跡かたもなかった。ここでは, 第11図に示したように, A—B, 及びC—Dの2測線を取り, No. 1~5及びNo. 8~No. 13までは2 m間隔, 他は5 m間隔とした。

A—B測線ではNo. 1は回収できなかったためデータが得られなかったが, 断層直上のNo. 2で最大値と思われる飛跡密度が得られた。一方, C—D測線においては, 全般に飛跡密度は低く, 断層通過位置でも明瞭なピークは見られない。これは, 東壁付近に溜り水があったり, 砂利が敷かれ, さらに車の出入が激しいため地表部が踏み固められた状態にあるなど測定条件が悪かったことによる。

V. 結 論

北アナトリア断層東部のエルジンジャン, バルト, チャルドラン及び同断層西部のイスメットパシャ地域において地震断層の調査を行った。その結果, 地震断層は少なくとも地表部において多重雁行配列をするものの, その配列様式や活断層との位置関係は必ずしも単純ではないことが明らかとなった。即ち, エルジンジャン盆地北西及び南東部では1939年のエルジンジャン地震断層は大略北アナトリア断層に一致するが, 盆地内部では一致せず, 活断層自体も数本並走する。地震断層は全体として, 当地域では約20km 以下の長さを持つ複数のセグメントにわかれるが, その配列は現在の北アナトリア断層の右横ずれ変位に対応せず左横ずれに対応した雁行配列をなす。しかし, 各セグメントの変位は, 部分的に南上りの垂直成分を持つものの全体的には右横ずれ成分が卓越する。数10km オーダーのセグメントの配列は単純に応力分布を反映するのではなく地質学的異质性に強く影響される。また, 同盆地北西部で地震断層に近接した東西性の高角スラストを発見した。このスラストは北アナトリア断層によって切られ, 鮮新—洪積期の発生と推定され, 盆地南縁でも地形的に明瞭な同様なスラストと共に同盆地形成に関与した南北圧縮による。

同盆地北西部のミハール, バヒキ及びフルールセグメントとイスメットパシャ地域において α トラック法によるラドンの相対濃度測定を行った。その結果, 断層通過位置で明瞭な飛跡密度の増大が見られることが多かったが, その値は予期していたほど高くはなく, 100~200個/cm²・day 程度であった。これは, 当地域の基盤をなす蛇紋岩類にラドンの含有量が低いことや破碎された蛇紋岩の風化粘土によってガスの搬出が阻害されたことなどによると思われるがなお検討を要する問題である。バルト及びチャルドラン地域においても地震断層の位置は活断層としての北アナトリア断層とずれるが, 前者は, 数km 以下のずれで地形的にも北アナトリア断層の延長とみなされるが, 後者は北アナトリア断層の北側に並走する別の活断層の動きの反映とみなされる。いずれも, 右横ずれの多重雁行配列を示す。

付 記

本論文執筆中の1983年10月30日午前7時すぎ(現地時間, 日本時間同日後1時すぎ)トルコ東部エルズルム市東方約56km のパリスナ付近を震央とする地震が発生した。イスタンブール測候所によればマグニチュード6, アメリカコロラド州のゴールデン地質研究所によればマグニチュード7.1とされているがいずれにしろ多くの被害が出た模様で, 地震断層も生じたとの由である。また, 11月18日にはマグニチュード5.6の余震がエルジンジャン地域に発生した。

エルズルムはエルジンジャンの東方約150km に位置し, 東西約25km, 南北約15km のエルズルム盆地内にある。この盆地の南北縁は東西性のスラストによって境され, エルジンジャン盆地と似た形成過程を経たと考えられる。震央は, 北アナトリア断層から約180km 離れているからチャルドラン地震と同様, 北アナトリア断層の直接の活動ではないようである(この地域の地質等については加藤(1983c)に述べたの

で参照されたい)。

文 献

- ALLEN, C. R. (1969): *Active faulting in northern Turkey*. Contribution no. 1577 Division of Geological Science, California Institute of Technology, U.S.A.
- ALTINLI, I. E. (1963): *Explanatory text of the Geological Map of Turkey of 1 : 500,000 scale*. Erzurum sheet. Publ. M. T. A. Inst., Ankara. 131p.
- AMBRASEYS, N. N. (1970): Some characteristic features of the Anatolian fault zone. *Tectonophysics*, 9, 143-165.
- and ZATOPEK, A. (1968): The Varto Üstükiran (Anatolia) Earthquake of 19th August, 1966, summary of a field report. *Bull. Seismo. Soc. Am.* 58, 1, 47-102.
- ARPAT, E. and SAROĞLU, F. (1972): The East Anatolian Fault System: Thoughts on its development. *Bull. Min. Res. and Exp. Inst. of Turkey*. 78, 33-39.
- and — (1977): East Anatolian earthquake of 24 November 1976. *Nature*. 270, 423-425.
- AYDIN, A. and NUR, A. (1982): Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, 1, 1, 91-105.
- BRUNE, J. N. (1968): Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones. *J. Geophys. Res.* 73, 777-784.
- DEWEY, J. F. (1976): Seismicity of Northern Anatolia. *Bull. Seism. Soc. Am.* 66, 843-868.
- , PITTMAN III, W. C., RYAN, W. B. F. and BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84, 3137-3180.
- HANCOCK, P. L. and BARKA, A. A. (1980): Plio-Pleistocene reversal of displacement on the North Anatolian fault zone. *Nature, Lond.* 286, 591-594.
- and — (1981): Opposed shear senses inferred from neotectonic mesofracture systems in the North Anatolian fault zone. *J. Struct. Geol.*, 3, 383-392.
- 加藤 碩一 (1983a): 北アナトリア地震紀行. 地質ニュース, 342, 13-29.
- (1983b): トルコの地震と地震断層について. 構造地質, 29, 113-124.
- (1983c): エルズルム雑感. 地質ニュース, 356, 25-27).
- 加藤 完・永田松三・伊藤吉助 (1980): α トラック法による活断層周辺のラドン濃度の変動測定. 地震, 33, 289-301.
- KETIN, I. (1966): Geology of eastern and southeastern Anatolia (part II). *Bull. Min. Res. and Exp. Inst. of Turkey*, 67, 1022.
- (1968): Relation between general tectonic features and the main earthquake region of Turkey. *Bull. Min. Res. and Exp. Inst.*, 71, 63-67.
- (1977): Van Gölü ile İran Sinin arasındaki bölgede yapılan Jeoloji Gözlemlerinin Sonuçları Hakkında Kısa Bir Açıklama. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, 20, 79-85.
- McKENZIE, D. P. (1972): Active tectonics of the Mediterranean region. *J. Geoph. R. astr. Soc.*, 30, 109-185.
- MOGI, K. (1968): Migration of seismic activity. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 46, 53-74.
- 守屋喜久夫 (1982): 七つの大地震—現地レポート. 新潮選書, 231p.
- NORTH, R. C. (1974): Seismic slip rate in the Mediterranean and Middle East. *Nature*, 252, 560-563.
- OTA, R. and MADO, H. (1975): Sulfur ore deposits in Turkey. *Bull. Geol. Survey Japan*, 26, 9, 431-443.
- TATAR, Y. (1978): Tectonic investigations on the north Anatolian fault zone between Erzincan and Refahiye. *Publication of Institute of Earth Sciences of Hacettepe Univ.*, 4, 1-2, 1201-1236.
- 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.*, 117, 1258-1270.
- WALLACE, R. E. (1968): Earthquake of August 19, 1966, Varto area, eastern Turkey. *Bull. Seismo. Soc. Am.*, 58, 1, 11-45.

(1983年12月9日受理)