

脈動から推定された中国雲南省麗江盆地の基盤構造 —— 1996年麗江地震 (M 7.0) による被害との関係 ——

赤松純平・盛川 仁*・西村敬一**・尾上謙介
蔣 楽群***・羅 奇峰****・中村正夫*****

*京都大学大学院工学研究科
**岡山理科大学総合情報学部
***国家地震局雲南省地震局
****同济大学結構理論研究所
*****東京大学地震研究所

要 旨

1996年麗江地震における麗江盆地内の震度異常の原因を明らかにする目的で、脈動により盆地の速度構造、特に基盤岩の形状を推定した。解析方法は、アレー観測記録に2sSPAC(2点による自己空間相関法)を適用して平均的な速度構造を求め、この速度値を用いてH/V(水平動/上下動スペクトル比)のピーク周期から観測点直下の構造を推定するものである。この結果、盆地の東と西とで基盤岩は400mの落差を伴って急峻に落ち込むこと、盆地中南部で基盤岩は最も深く、1,200mあるいはそれ以上に達すること、盆地を斜めに横切る麗江-劍川断裂帯に伴う基盤岩の急峻な落差は見られないことが明らかになり、盆地内の震度異常の一因として基盤岩構造の急峻な段差構造があげられた。

キーワード：1996年麗江地震、震度異常、脈動の2sSPACとH/V解析、基盤岩構造

1. はじめに

1996年2月3日に中国雲南省で発生した麗江地震(M7.0)は、麗江納西族自治县に死者309人、負傷者17,000人、建物被害1,186,000間(倒壊:420,000間、大破:410,000間、中破:350,000間、ただし平均的な納西族の木造2階建て住居は6間)という大きな被害をもたらした。被害の特に大きかった麗江盆地はMMI 9域に含まれるが、盆地内の建物被害には特徴的な地域性が見られ、震源断層の位置のみならず盆地の基盤構造や表層地質との関連が大きいと思われる。このため1997年7月に脈動(周

期1~10秒の微動)のアレー観測と板叩きによる屈折法地震探査を実施した。本論では、脈動の上下動成分に空間自己相関法を適用して求めたレーリー波の位相速度の分散曲線と上下動成分に対する水平動成分のスペクトル比(H/V)とから構造モデルを推定し、建物被害分布との関係を議論する。

2. 麗江盆地の地形・地質と麗江地震による被害分布

Fig.1に麗江盆地の地形図を示す。盆地は北と西とを古生代二疊紀の、東と南とを中生代三疊紀の岩盤で囲まれている。北東部の玉龍雪山は白亜紀

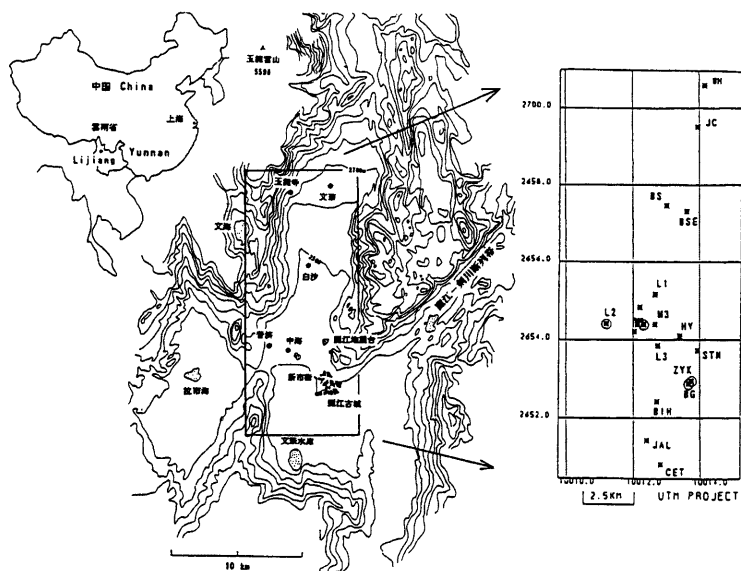


Fig.1 Topography of the Lijiang basin and location of observation sites for microseisms(*) and for seismic refraction surveys(○). Site locations were accurately determined using GPS.

以前の岩体である。盆地内の地盤は、ほぼ標高2,500mの等高線を境に、北部は第四紀更新世の水河堆積物、南部は沖積層である。玉龍雪山と盆地の間には雪山断層が南北に走り、盆地境界を形成している。また南部には麗江-劍川断層帯が斜交している。

震源断層は雪山断層直下と考えられる(Nakamura et al., 1997)。破壊は北から南へ約40km進行した(菊地, 1996)。破壊停止点付近の盆地北西部では多くの飛び石が見つかっており、MMIは9～10と推定されている(Umeda et al., 1997)。震源断層は盆地の西の境界付近であるにも拘わらず、盆地内の建物被害は特異な分布を示している(Fig.1 参照)。すなわち、(1)雪山断層に沿う集落での被害は中程度あるいは軽微であるのに対し、断層から1.5～2km離れた盆地内の集落では80%以上が倒壊しており(Akamatsu et al., 1997; Murakami et al., 1997)、また(2)麗江-劍川断層帯付近では被害程度はごく狭い地域ごとに著しく変化している(Murakami et al., 1997; Jiang, 1997)。これらの被害分布は、兵庫県南部地震による神戸・阪神間の「震災の帯」の出現と同

じく、盆地境界や断層に關係する基盤構造が地震動特性に強く影響した(赤松ら, 1998)ことを示唆している。

3. 脈動観測および屈折法地震探索

脈動観測は、麗江地震台の観測横坑(岩盤)を基準点とし、盆地内の20地点において固有周期約10秒の速度計(PELS73)3成分3セットによる同時観測(地盤上2セット)として実施した。Fig.1には観測点の位置が示されている。空間自己相関法を適用するアレー観測(アレーの大きさは3種類:L, M, S)では、おおよそ正三角形となるように観測点を配置し、その中心に1セットを固定し、頂点を順次移動する。中心から頂点までの平均距離は、1.54km, 656m, 288mである。サンプリング周期はアレーサイズに対応して0.01～0.002秒とし、20分～10分の同時観測をそれぞれ2回行った。またGPSを用いて時刻信号を記録し、各点の記録の同時性を確保している。さらに観測点の位置はGPSにより数mの精度で求めた。このアレー観測のほ

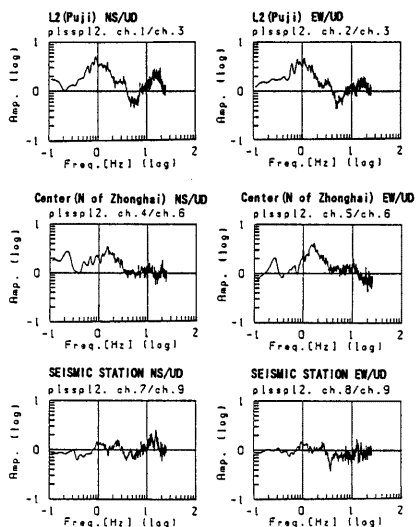


Fig.2 Examples of H/V of microseisms observed in Lijiang basin. Note the difference in peak frequency between two soil sites at Puji (0.9Hz) and Zhonghai (0.22Hz), and no remarkable peaks at rock site (Lijiang Seismic Station). Puji is located at the western margin of the basin, and Zhonghai, about 1.5km apart from the basin edge.

か、H/V の地域変化を検討するために盆地を南北に縦断する測線を設定した。麗江盆地は海洋から1,000km 以上も離れた大陸内陸部に位置するが、日本で観測される脈動とほぼ同程度の振幅(静穏な時の数分の1程度)の脈動記録が得られた。

屈折法地震探査(杭打ち、板叩き)は、盆地内の代表的な地点 4 ヶ所で実施した(Fig.1)。センサーの間隔は約 5m, 1 測線の長さは 30 ~ 40m である。ノイズ環境に合わせて 10 ~ 20 回のスタッキングを行っている。発震位置は片測線だけであるが、SH 波の識別を容易にするために板叩きでは打撃の方向を変えている。

4. 解析方法

脈動観測では、毎回の記録毎に換振器の周期とステップレスポンスが収録されている。これを用

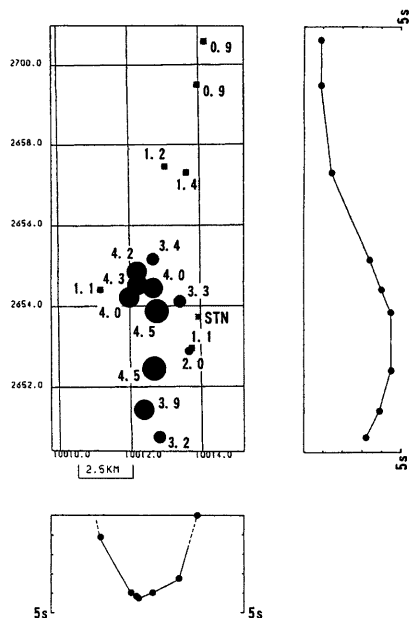


Fig.3 Spatial distribution of peak period of H/V for microseisms. Vertical cross sections along N-S and E-W directions are shown. Note the abrupt change in peak period at the eastern and western edge of basin. No remarkable changes are observed across the Lijiang-Jianchuan fault in the basin.

いて地動速度波形を得、刻時信号により各観測点の記録の同時時間部分を抽出してデータセットを作成した。

H/V は、各観測点について近傍の局地的なノイズの無い区間約 80 秒を 10 数ヶ所選び、フーリエ振幅スペクトルの比の平均により求めた。Fig.2 に H/V の例を示す。ピークの周期は、盆地西縁の普寺(Puji)では 1.1s であるが、これから 2km ほど東の中海(Zhonghai)近くでは 4.3s であり、基盤岩が急に沈降していることが予想される。

空間自己相関法は、通常は中心点と三角形の 3 頂点の少なくとも 4 点で同時に観測することを念頭においた解析法である。しかし、脈動の波動特性が比較的長い時間、時間的な定常性を満足すると仮定できる場合、中心点と頂点の 2 点での同時観測を各頂点ごとに繰り返す行なうことで、4 点以上の同時観測と同等の結果が得られる(盛川ら、

1997)。この方法は限られた機材、人員のもとでも比較的簡単に精度良くレーリー波の位相速度を推定することが可能である。そこで本論では、2点同時観測に基づく空間自己相関法(2sSPAC法; 2 sites SPatial Auto-Correlation Method)をアレー観測データに適用する。解析区間は L, M アレーについては約 80 秒間, S アレーについて約 40 秒間であり、それぞれ 10 数区間を用いた。また、Fig.2 の例から判るように、盆地境界付近ではアレー内で構造が横方向に大きく変化しているが、ここでは水平成層構造を仮定している。

5. 解析結果

Fig.3 に H/V のピーク周期(T_p)の分布とその断面を示す。盆地の東西幅は 5 ~ 10km と狭いにもかかわらず T_p は大きく変化しており、盆地の東と西の境界では基盤岩が急峻に落ち込んでいることを示している。各観測点直下の基盤岩深度は、次に述べる 2sSPAC の結果を用いて T_p の値から推定する。

Fig.4 に L アレーにおける中心点と各頂点との空間自己相関係数を示す。図には 1 つの頂点に対して 2 つのデータセットから求められた合計 6 つの係数が示されている。これらの係数は、観測時間が異なるにも拘わらずほぼ同じ形状を示しており、脈動の性質が時間的に変化していないという仮定を充たしていると考えられる。このことはまた、観測期間における中心点の脈動のスペクトル性状や極性が時間的にほぼ一定であったことによっても吟味できると考えられる。この図から対象周波数帯域が 0.25 ~ 0.4Hz であることが判る。また、図には示さないが M, S アレーの対象周波数帯域はそれぞれ 0.4 ~ 0.55Hz, 0.5 ~ 1.0Hz であった。Fig.5 はそれぞれのアレーから求められた位相速度である。位相速度は全体として正分散をしている。また、図には表 1 に示す構造モデル(M-4)から計算されたレーリー波の基本モードの分散曲線が重ねて示してある。このモデルは、半無限層の速度を地震観測結果の値(Nakamura et al., 1997)とし、板叩きの結果表層付近の Vs は 250 ~ 260m/s であることを参考に、フォワード解の試行錯誤により得られた最適解である。基盤岩深度は約 800m と求まった。近年、H/V が地盤の固有周期を反映することが理論的にも確かめられてきている(Lachet and Bard, 1994; Dravinsky et al., 1996)。そこで、2sSPAC により得られた構造モデルによる H/V を、Haskell 法を用いて計算した SV 波が下方から入射する場合の地盤の応答から求め、観測された H/V と比較する。

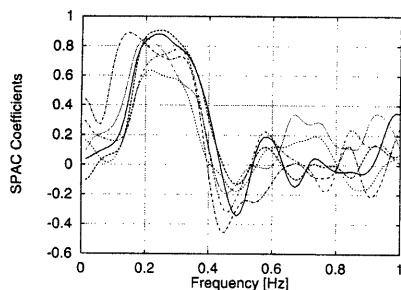


Fig.4 Coefficients of spatial auto-correlation functions for L-array. Two sets of coefficients for each vertex of triangular array are shown. Note the similar shapes of all the coefficients, although the observations were made in the different time for each vertex site.

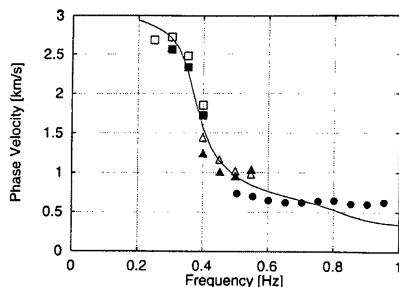


Fig.5 Phase velocities observed (symbols) and calculated (line) with model M-4 in Table 1. Square, triangle and circle denote velocities obtained from L-, M- and S-arrays, respectively. Open and closed symbols mean the results from different data sets.

Haskell 法による H/V の基本モードの T_p は入射角によらずほぼ一定であるが、振幅比は入射角に依存して大きく変化する。ここでは種々の入射角に対する H/V を長周期側で 1 になるように正規化して平均をとった。表 1 のモデル(M-4)による H/V を Fig.6 に示す。基本モードの T_p は 2.78s である。一方、観測された T_p は、アレーの中心では 4.3 秒, L アレーの頂点では 1.1s, 3.4s, 4.5s である。このことから、2sSPAC の結果は不規則な構造を平均化したものであると考えられる。

各観測点直下の基盤岩深度は、地盤の各層の速度と層厚の比を固定し、基盤岩深度を変えること

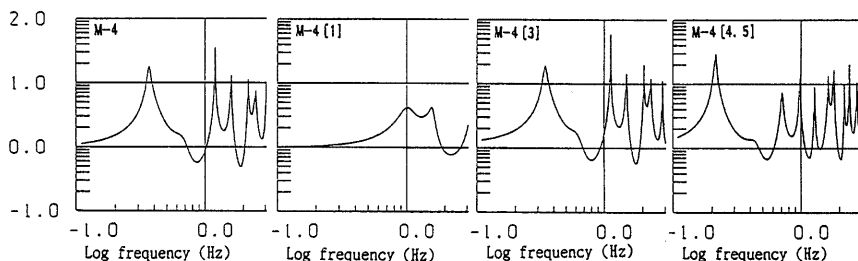


Fig. 6 H/V calculated with Haskell method for layer models shown in Table 1.

Table 1 Layer model for phase velocities (M-4) and peak period of H/V (M-4 [1], [3] and [4.5]).

model	M-4				M-4 [1]	M-4 [3]	M-4 [4.5]
layer	Vp (km/s)	Vs (km/s)	density	H (km)	H (km)	H (km)	H (km)
1	1.5	0.3	1.7	0.17	0.05	0.18	0.3
2	2.0	0.85	1.9	0.15	0.04	0.16	0.25
3	2.5	1.5	2.2	0.5	0.3	0.55	0.7
4	6.0	3.4	2.7	-	-	-	-
depth to bedrock				0.82	0.41	0.89	1.25
Tp of fundamental mode (s)				2.78	1.0	2.9	4.5

により、観測された T_p と一致させることにより推定する。Table 1 には速度構造モデル (M-4 [1], M-4 [3], M-4 [4.5]), また Fig. 6 にはモデルによる H/V が示されている。このようなモデルからは、観測された T_p が 1.0s, 3.0s, 4.5s である観測点の基盤岩深度は、それぞれ約 400m, 900m, 1,250m となる。

6. 麗江盆地の構造と震度異常

前節で述べたように、盆地中央部では基盤岩深度は 1,000m 以上と極めて深い。さらに、盆地の東と西の境界では基盤岩が急峻に落ち込んでいる。盆地の西側の基盤岩の落ち込みは雪山断層に関係するものであろう。この断層は震源断層と考えられているにも拘わらず、断層近傍の集落、例えば普寺では震度 6 ~ 7 であるが、盆地境界から 1.5 ~ 2km 離れた中海では震度は 10 である (Akamatsu et al, 1997; Murakami et al., 1997)。この関係は、兵庫県南部地震において神戸・阪神間では、震源断層である盆地境界を形成する六甲断層系から数 km 離れた市街地に「震災の帯」と呼ばれる気象庁震度 7 の被害集中域の生じたことと類似しており、麗江盆地においても基盤岩構造が地震動特性に強く影響したことが類推される。

盆地南部を斜交する麗江-剣川断層帯は主に左横ずれとされている。Fig. 3 に見られるように、 T_p は断層帯上では 3.9s, その北と南で 4.5s, 3.2s である。この地域の変化はアレー観測点での南北方向の変化 (4.5s ~ 3.4s) と同程度であり、断層帯に関係する基盤岩の急峻な落ち込みは無いことが示唆される。兵庫県南部地震によって、大阪府下では仏念寺山断層・上町断層に沿って基盤岩の落ち込む側に建物への大きい被害が線状に集中し、基盤構造による地震波エネルギーのフォーカシングが指摘された (Nakagawa et al., 1996)。麗江-剣川断層帯に沿って盆地を横断するような線状の被害集中は報告されていないことと対照的である。ただし断層帯上では狭い範囲で建物被害の程度が大きく変化しており、断層帯に特徴的な基盤岩のブロック構造や微細地質構造の影響が議論されている (Jiang, 1997)。

7. まとめ

1996 年麗江地震における麗江盆地内の震度異常の原因を明らかにする目的で、脈動と屈折法地震探査により盆地の速度構造、特に基盤岩深度を推定した。解析方法は、アレー観測記録に 2sSPAC を

適用して平均的な速度構造を求め、この速度値を用いて H/V の T_p から観測点直下の構造を推定するものである。得られた結果は以下のようにまとめられる。

(1) 盆地の東と西とで基盤岩は落差 400m 程度で急峻に落ち込む。西側の落ち込みは盆地西側の雪山断層に関係すると思われる。

(2) 盆地中南部で基盤岩は最も深く、1,200m あるいはそれ以上に達する。

(3) 盆地を斜めに横切る麗江-劍川断層帯に伴う基盤岩の急峻な落差は無いようである。

(4) 盆地内の震度異常の要因として基盤岩構造の急峻な段差構造があげられる。

結論として、脈動観測記録に 2sSPAC と H/V を併用することにより、おおまかな構造を議論することが可能であること、ただし、用いた仮定についての吟味は充分行う必要があることが指摘できる。この方法は日本に多く見られる山間盆地の基盤構造研究と盆地のマイクロゾーニングに利用できると考えられる。

参考文献

赤松純平・慈道 充・駒澤正夫・西村敬一・斉藤 秀雄・中村佳重郎・尾上謙介・志知龍一(1998): 兵庫県南部地震による地震動と基盤構造-甲陽断層周辺について-, 地質学論集, 46, 18-34.
菊池正幸(1996): 2月3日の雲南省の地震, YCU 地震学レポート No.50.
盛川仁・澤田純男・土岐憲三・谷本雅敬・赤松純平(1997): 空間自己相関法に基づく微動の2点同時観測記録によるアレー観測法について, 日本地震学会講演予稿集, 1997年度秋季大会, B45.
Akamatsu, J., M. Nakamura and L. Jiang (1997): Seismic intensity, 1996年中国雲南省麗江地震とその被害

に関する調査研究, 平成7年度科研費報告書 (No.07300028), 45-50.

Dravinsky, M., G. Ding and K.-L. Wen (1996): Analysis of spectral ratios for estimating ground motion in deep basins, Bull. Seism. Soc. Am., 86, 646-654.

Jiang, L. (1997): Comparison of microtremors with distribution of severe damage in Lijiang city, 1996年中国雲南省麗江地震とその被害に関する調査研究, 平成7年度科研費報告書 (No.07300028), 143-146.

Lachet, C. and P.-Y. Bard (1994): Numerical and theoretical investigations on the possibility and limitation of Nakamura's technique, J. Phys. Earth, 42, 377-397.

Murakami, H., T. Kusuda, K. Li and L. Jiang (1997): Buiding damage observation, 1996年中国雲南省麗江地震とその被害に関する調査研究, 平成7年度科研費報告書 (No.07300028), 109-129.

Nakagawa, K., K. Shiono, N. Inoue, and M. Sano (1996): Geological characteristics and problems in and around Osaka basin as a basis for assessment of seismic hazards, Special Issue on Geotechnical Aspects of the January 17 1995 Hyogoken-Nambu Earthquake, Soil and Foundations, 18-28.

Nakamura, M., J. Akamatsu and L. Jiang (1997): Source mechanism and aftershocks, 1996年中国雲南省麗江地震とその被害に関する調査研究, 平成7年度科研費報告書 (No.07300028), 9-44.

Umeda, Y., J. Akamatsu, M. Nakamura, T. Kusuda, J. Zhang and L. Jiang (1997): Ground motion inferred from upthrown stones, 1996年中国雲南省麗江地震とその被害に関する調査研究, 平成7年度科研費報告書 (No.07300028), 51-59.

Bedrock Structure of Lijiang Basin in Yunnan, China, Inferred from Microseisms

- Relation to Damage Caused by the 1996 Lijiang Earthquake (M7.0) -

Junpei AKAMATSU, Hitoshi MORIKAWA*, Keiichi NISHIMURA**, Kensuke ONOUE

Lequn JIANG***, Qifeng LUO**** and Masao NAKAMURA*****

*Graduate School of Civil Engineering, Kyoto University

**Department of Informatics, Okayama University of Science

***Seismological Bureau of Yunnan Province

****Institute of Structural Theory, Tongji University

*****Earthquake Research Institute, University of Tokyo

Synopsis

The 1996 Lijiang Earthquake, Yunnan, China, brought serious damage to Lijiang basin, in which anomalous distribution of intensity was observed. Therefore, array observations of microseisms and seismic refraction surveys were conducted to reveal the subsurface structure, mainly configuration of bedrock. Analysis is based on spatial auto-correlation (2sSPAC) for dispersion of Rayleigh-wave components and horizontal-to-vertical spectral ratio (H/V). As a result, it was found that, bedrock subsides steeply at basin edges by about 400m and the depth to bedrock in the center reaches 1,200m or more. Effect of the irregular configuration of bedrock on seismic waves is one of the possible causes for the anomalous intensity distribution.

Keywords: 1996 Lijiang Earthquake, Anomalous intensity, 2sSPAC and H/V of microseisms, Configuration of bedrock