

УДК 550:34

Абрахматов К.Е.

*Институт сейсмологии НАН КР,
г. Бишкек, Кыргызстан*

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Аннотация. Предложен метод определения средней скорости вертикальных четвертичных движений, который позволяет уточнить предложенные ранее подходы за счёт учёта особенностей палеогидрологии на протяжении разных этапов четвертичного времени. Это, в свою очередь, позволяет восстановить палеогеографию в пределах отдельных речных долин, и, соответственно, горных регионов.

Ключевые слова: четвертичные движения, скорость, отложения, терраса.

ВЕРТИКАЛДУУ ТӨРТҮНЧҮЛҮК КЫЙМЫЛДАРДЫН ЫЛДАМДЫГЫН АНЫКТОО МЕТОДИКАСЫ

Кыскача мазмуну. Вертикалдуу тектоникалык кыймылдардын орточо ылдамдыгын аныктоо методу сунушталат. Бул метод мурда сунуш кылынган мамилелерди тактоого мүмкүнчүлүк берет жана палеогидрология өзгөчөлүктөрүн эсепке алууга жол ачат. Бул өз кезегинде айрым дарыя өрөөндөрүнүн чектериндеги, демек, тоолуу райондордун палеогеографиясын аныктоого мүмкүндүк берет.

Негизги создор: төртүнчүлүк кыймылдар, ылдамдык, катмарлануулар, терраса.

METHOD FOR DETERMINING THE AVERAGE SLIP RATE OF VERTICAL QUATERNARY MOTIONS

Abstract. A method for determining the average slip rate of vertical Quaternary motions is proposed, which allows us to clarify the previously proposed approaches by taking into account the features of paleohydrology over different stages of the Quaternary. This, in turn, allows you to restore paleogeography within individual river valleys, and, accordingly, mountain regions.

Keywords: quaternary motions, slip rate, deposit, terrace.

Как известно, анализ деформаций речных террас является наиболее распространённым методом восстановления особенностей проявления тектонических движений в плейстоцене-голоцене в пределах горных регионов. Среди характерных особенностей террас, позволяющих использовать эти формы рельефа в качестве реперов, отметим возможность восстановления их первоначального состояния одним из предложенных ранее подходов (Трофимов, Чедия, 1970, Чигарев 1973, Белоусов 1976), потенциальную возможность их датирования (C14, термолюминисцентный метод и др.) и, наконец, способность отражать характер напряжений в нижележащих деформирующихся отложениях.

Количественная оценка амплитуд движений по отдельным эпохам новейшего этапа является одной из важных проблем в исследованиях новейшей тектоники. В самых ранних работах, посвящённых этой проблеме (Чедия, 1958), такая оценка основывалась на определении разности абсолютного высотного положения стратифицированной выровненной поверхности или речной террасы в заданном месте и абсолютной высотой

русла основной дрены района в месте её выхода из гор на равнину, которая является базисом эрозии для всего рассматриваемого района.

Позже (Трофимов, Чедия, 1970) в эти расчёты стала вноситься поправка на палеовысоту, так как высота самого русла реки в принятой за базисную точку в прошедшие отрезки геологического времени могла отличаться от современной и скорее всего в сторону её уменьшения (общее воздымание гор со временем всё нарастало). Уточнение палеовысоты базисных точек было произведено за счёт применения принципа пропорциональности (не тождественности) эрозионных врезов рек за определённое время к амплитуде воздымания за это же время.

Основным недостатком предложенного выше подхода являлась невозможность учёта особенностей палеогидрологии: направления, величины и скорости вертикального смещения речного профиля за счёт изменений в речном стоке. Предложенный нами подход позволяет избежать этих недостатков и точнее рассчитывать среднюю скорость тектонических движений. На рисунке 1 приведена тектоническая ситуация южной части Кочкорской впадины (Северный Тянь-Шань), где нами были проведено детальное геолого-геоморфологическое картирование, включающее профилирование четвертичных террас.



Рисунок 1. Основные разрывные структуры южного борта Кочкорской впадины.

На рисунке 2 (А) приведён продольный профиль речных террас вдоль долины р. Джуанарык (Кочкорская впадина) в вертикальном разрезе, развёрнутые на 1° , чтобы исключить влияние уклона современной реки. Террасы образуют Акчопскую антиклиналь с резкими перегибами в тыльном крыле складки, обозначенными (i) и (ii). Приведены термолюминесцентный возраст террасы Q_{II}^2 и откалиброванные радиоуглеродные возраста по образцам угля, отобраным на террасах Q_{III}^2 и $Q_{IV}(1)$. Южнее складки, терраса $Q_{IV}(1)$, по всей видимости, наложена на террасу Q_{III}^2 . Ниже (Б) приведён разрез неогеновых отложений, обнажающийся вдоль реки и видимый во врезях (горизонтальный масштаб такой же, как и на А.). Символами показаны углы падения слоев, которые даны относительно современного уровня реки, т.е. на 1° больше. Слои третичных отложений смяты таким образом, что выделяются блоки, в пределах которых слои имеют относительно устойчивое падение и участки узких осевых поверхностей. Эти складки висячем крыле разлома образовались в результате смещения пород по лежащему блоку с резкими изменениями падения разлома.

Продольные профили речных террас, сохранившихся вдоль западного берега реки Джуанарык, и геологические разрезы свидетельствует о том, что уменьшение угла

падения слоев в южной части Акчопского поднятия совпадает с уменьшением угла падения подстилающего Акчопского разлома (рисунок 2). По профилям террас, пересекающих южную часть антиклинали, видны резкие изгибы, разделяющие относительно ровные участки. Осевые поверхности в подстилающих неогеновых отложениях, совпадающие с резкими изгибами на террасах, переходят в изгибы расположенных ниже разломов (рисунок 2В). Величина смещения по разлому после образования террасы и угол падения плоскости разлома определяют высоту террасы над уровнем реки. Плоские участки речных террас постепенно увеличиваются к северу, совпадая с увеличением угла падения разлома, что видно по крутому падению неогеновых слоёв.

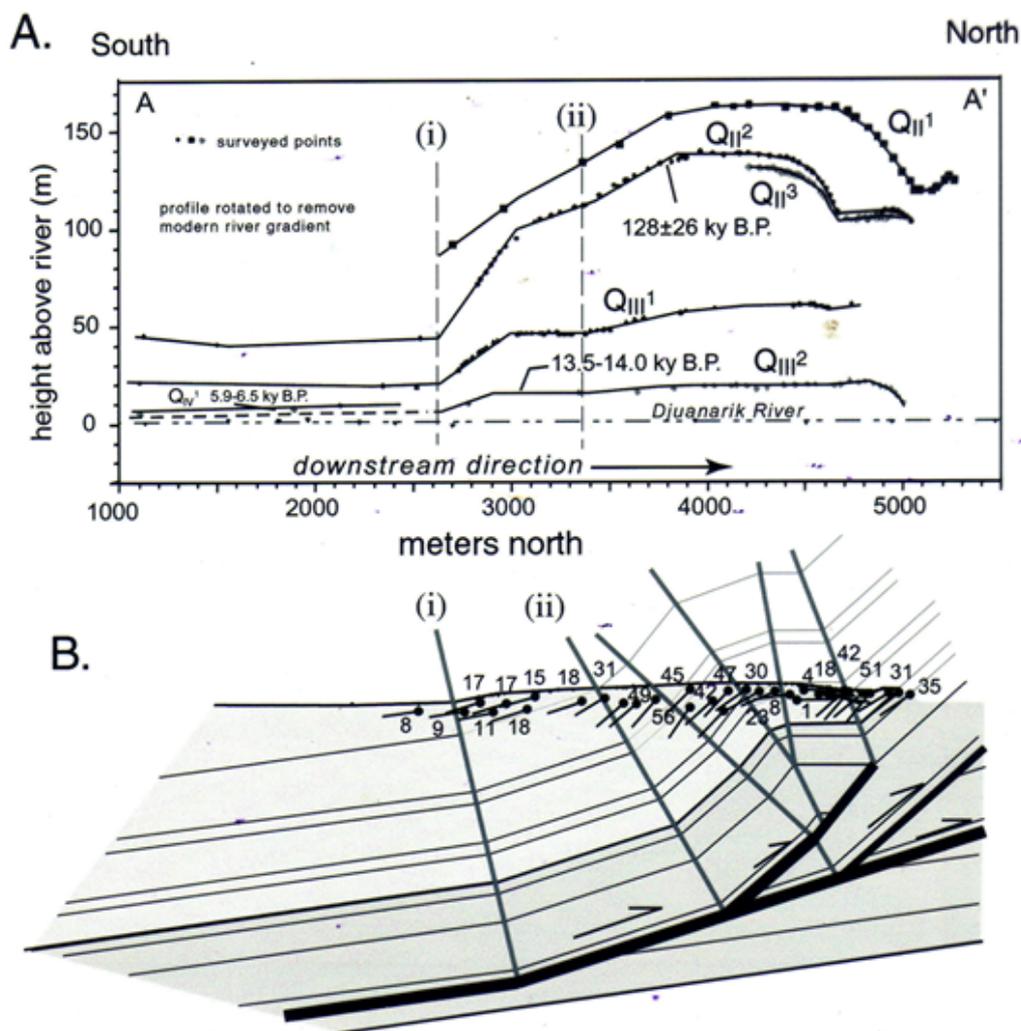


Рисунок 2. А. Профили речных террас вдоль р. Джуанарык в вертикальном разрезе, развёрнутые на 1° , чтобы исключить влияние уклона современной реки. Террасы образуют антиклиналь с резкими перегибами в тыльном крыле складки, обозначенными (i) и (ii). Приведены термолюминисцентный возраст террасы QII(2) и откалиброванные радиоуглеродные возраста по образцам угля, отобранным на террасах QIII(2) и QIV(1). Мы предполагаем, что терраса QIV (1) была наложена на террасу QIII(2) южнее складки. Б. Разрез террасовых отложений реки (горизонтальный масштаб такой же, как и на А.). Символами показаны углы падения слоёв, которые даны относительно современного уровня реки, т.е. на 1° больше, чем относительно горизонтали. Осевые поверхности

складок неогеновых отложений (i) и (ii) совпадают и с изгибами профиля террас. Мы связываем складчатость с перегибами нижележащей плоскости Акчопского разлома.

Рассмотрим участок продольного профиля террас в пределах активно воздымающейся структуры, ограниченной, с одной стороны, разломом, типа надвига или взброса (рисунок 3). При этом такой профиль может быть разбит на ряд участков, которые могут соответствовать либо локальным структурным формам, либо блокам земной коры, испытавшим различные по направленности или интенсивности тектонические движения. Границами выделенных участков могут быть или активные разломы, или участки резких уступов в продольном профиле (Белоусов, 1976). Известно, что в зависимости от того, на какой стадии эрозионно-аккумулятивного цикла находится район, в процессе развития речной долины может происходить либо её врезание в подстилающие отложения, либо русло поднимается за счёт наноса обломочного материала. При этом реконструируемое палеорусло может находиться гипсометрически выше или ниже современного его положения. Примем следующие предположения: 1) средняя скорость вертикальных тектонических движений в пределах выделенных участков постоянна; 2) каждый террасовый уровень формировался синхронно при прямом первоначальном профиле; 3) первоначальный уклон геоморфологического уровня был равен современному уклону русла.

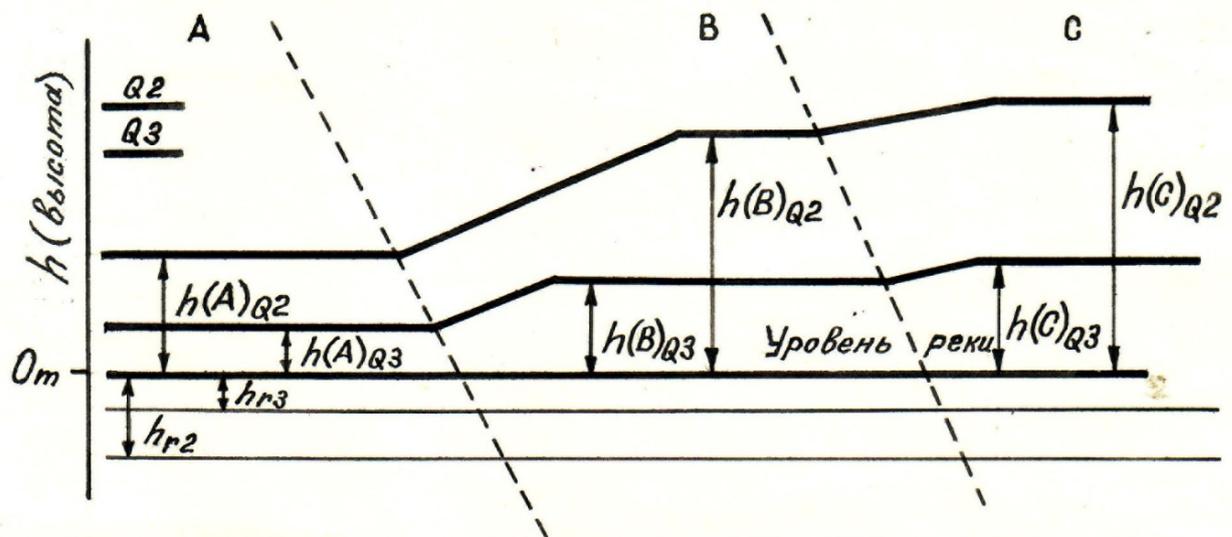


Рисунок 3. Схема расчёта вертикальных тектонических движений в горных областях. Пояснения в тексте.

Таким образом, мы имеем следующие данные:

hr_2 – врезание или нанос обломочного материала русла между Q_{II} и Q_{III} , hr_3 – врезание или нанос обломочного материала русла между Q_{III} и современностью. В результате полевого картирования разновозрастных террас мы можем получить данные о высоте этих террас (hQ). Тогда, для определения высоты каждой террасы в пределах одного участка имеем уравнение

$$H_i Q_i = a Q_i \times U_{ri} + x + y,$$

где $a Q_i$ – возраст террасы, определённый одним из существующих методов, U – средняя скорость вертикальных смещений террасы.

Таким образом, для рассмотренного выше профиля, мы имеем следующую систему уравнений:

$$\begin{aligned} H(A) Q_{II} &= a Q_{II} U(A) + hr_2 \\ h(A) Q_{III} &= a Q_{III} U(A) + hr_3 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}h(B) Q_{II} &= a Q_{II} U(B) + hr_2 \\h(B) Q_{III} &= a Q_{III} U(B) + hr_3 \\h(C) Q_{II} &= a Q_{II} U(C) + hr_2 \\h(C) Q_{III} &= a Q_{III} U(C) + hr_3\end{aligned}$$

Из уравнений видно, что известны параметры $h(A) Q_{II}$, $h(A) Q_{III}$, $h(B) Q_{II}$, $h(B) Q_{III}$, $h(C) Q_{II}$, $h(C) Q_{III}$. Неизвестны следующие параметры: $a Q_{II}$, $a Q_{III}$, $U(A)$, $U(B)$, $U(C)$, hr_2 , hr_3 . Таким образом, мы имеем шесть уравнений с семью неизвестными. Система решается, если мы будем знать хотя бы один из неизвестных параметров, например, возраст террасы. В результате становятся известными величины $U(A)$, $U(B)$, $U(C)$, что позволяет определить скорость вертикальных смещений (относительно первоначального положения геоморфологического уровня) для различных частей участка. Величины hr_2 , hr_3 и aQ_{III} позволяют выявить особенности палеогидрологии: направление, величину и скорость вертикального смещения речного профиля.

На продольном профиле долины р. Джуанарык (рисунок 2) указано местоположение образца, взятого для датирования. Его возраст, определённый люминесцентным методом, оказался равным 128 тыс. лет. Подставляя полученные значения возраста и высот террас в пределах трёх, указанных на рисунке сечений в уравнении (2), получаем возраст террасы $Q_{III}^{(1)} = 48$ тыс. лет, $x = -29$ м, $y = -9$ м. Средняя скорость поднятия в пределах сечения А равнялась 0.6 мм/год, в сечении В – 1.1 мм/год, в сечении С – 1.4 мм/год. Знак минус при величинах X и Y указывает на то, что абсолютная высота палеорула в разное время (Q_{II} и Q_{III}) была выше его современного положения за счёт наноса обломочного материала в русле. Скорость намывания равна $(29+9)/128$ тыс. лет или 0.3 мм/год. При этом терраса возрастом 14 тыс. лет должна быть поднята на 20 м и быть высотой 16 м над руслом (благодаря наносу обломочного материала).

Образец, отобранный из террасы $Q_{III}^{(2)}$, высотой 18 м, имеет возраст 14.7 тыс. лет (C14). Это означает, что скорость намывания на протяжении последних 14 тыс. лет была сравнительно мала или скорость поднятия была незначительной. Место отбора образца расположено на левом борту долины, напротив водораспределителя.

Возраст образца, отобранного из суглинистой части террасы $Q_{IV}^{(1)}$ (высота 5-6 м) на контакте с галечником, определённый радиоуглеродным методом (C14), составил 6 тыс. лет. Место отбора расположено примерно в 120 м ниже впадения р. Биже в р. Джуанарык, по левому борту долины.

Таким образом, предложенный нами метод определения средней скорости вертикальных четвертичных движений позволяет уточнить предложенные ранее подходы за счёт учёта особенностей палеогидрологии на протяжении разных этапов четвертичного времени. Это, в свою очередь, позволяет восстановить палеогеографию в пределах отдельных речных долин, и, соответственно, горных регионов.

Литература

1. Трофимов А.К., Чедия О.К. К методике оценки интенсивности новейших тектонических движений по геолого-геоморфологическим данным на примере долины р. Акбура (юго-восточная Фергана) // Материалы по геологии и новейшей тектонике Тянь-Шаня, Фрунзе, Илим, 1970.
2. Чигарев В.К. К методике построения схем суммарных тектонических движений за плейстоцен (на примере Памиро-Алая) // Геоморфология, 1973, №3.
3. Белоусов Т.П. Тектонические движения Памира в плейстоцене-голоцене и сейсмичность. М., Наука, 1976, 120 с.
4. Чедия О.К. Геоморфология Южного Дарваза // Сб. статей Таджикского филиала ГО СССР. Тр. АН Таджикской ССР, 1958, т. 99.

Рецензент: к. г.-м.н. А.Б. Фортуна